

Geologische Untersuchungen im Verrucano des oestlichen Glarner Freiberges

INAUGURAL – DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

SWIE-DJIN NIO

aus Bandung (Indonesien)

begutachtet von
Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

UTRECHT – 1972

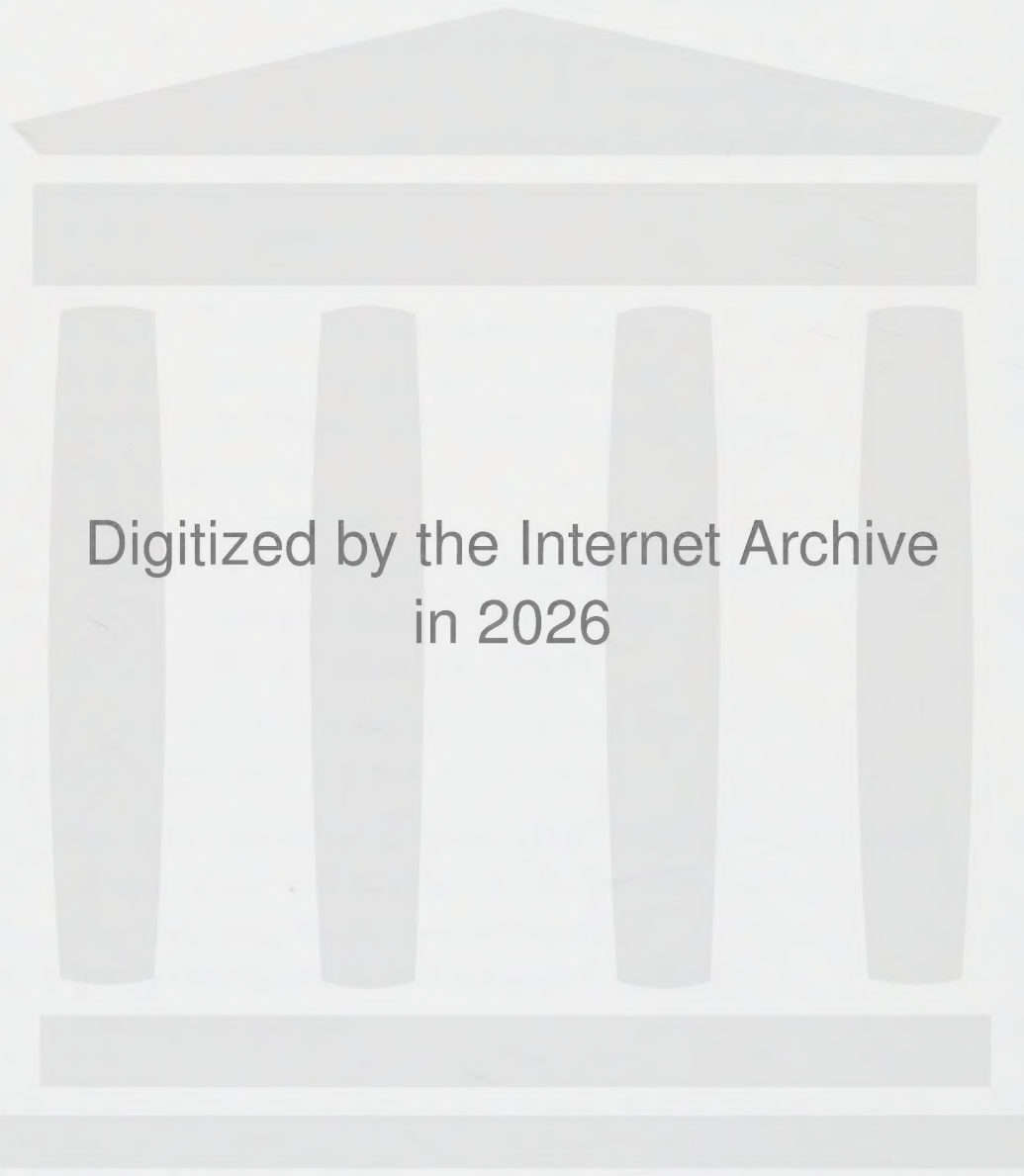


I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

VORWORT	iv
ABSTRACT	v
1. E i n l e i t u n g	
1.1. Geographische Lage	1
1.2. Problemstellung	1
1.3. Historisches	3
1.4. Ueberblick über den Verrucano im östlichen Glarner Freiberg und den näheren Nachbargebieten	5
1.5. Bezeichnungen in der Verrucano-Nomenklatur	7
2. S t r a t i g r a p h i e	
2.1. Allgemeines	11
2.2. Der Ueblital-Sernifit s.l.	
2.2.1. Allgemeines	12
2.2.2. Verbreitung	14
2.2.3. Lithologie	15
2.2.4. Detailprofile und lokale Beschreibungen	30
2.2.5. Bemerkungen zur Korrelation	34
2.2.6. Betrachtungen zur Genese des Ueblital-Sernifites	37
2.2.7. Die stratigraphische Einordnung des Ueblital- Sernifites	38
2.3. Die Mären-Serie	
2.3.1. Allgemeines	39
2.3.2. Verbreitung	41
2.3.3. Lithologie der unteren Mären-Serie	41
2.3.4. Detailprofile und lokale Beschreibungen	46
2.3.5. Detailprofile im Grenzbereich der unteren und oberen Mären-Serie	49
2.3.6. Lithologie der oberen Mären-Serie	53
2.3.7. Detailprofile und lokale Beschreibungen in der oberen Mären-Serie	54
2.3.8. Die Karbonate der Mären-Serie	63
2.3.9. Betrachtungen zur Korrelation	65
2.3.10. Die Sonnenberg-Horizonte	66

a)	Allgemeines	66
b)	Verbreitung	68
c)	Lithologie und Detailprofile in der Karrenstock-Berglihorn-Region	68
d)	Der Sonnenberg-Horizont in der Bleitstock- Region	74
e)	Die Sonnenberg-Horizonte in der Schwarztzschingel-Region	75
f)	Zur stratigraphischen Einordnung der Sonnenberg-Horizonte	75
g)	Die Fossilien in den Sonnenberg-Horizonten	76
2.3.11.	Betrachtungen zur Genese der Mären-Serie	78
2.4.	Die Karrenstock-Schichten	
2.4.1.	Allgemeines	79
2.4.2.	Verbreitung	80
2.4.3.	Lithologie und Detailprofile	81
2.4.4.	Betrachtungen zur Korrelation	87
2.4.5.	Zur Genese der Karrenstock-Schichten	90
2.5.	Die Kärpf-Serie	
2.5.1.	Allgemeines	91
2.5.2.	Lithologie und stratigraphische Detailprofile	91
2.5.3.	Betrachtungen zur Korrelation	95
2.5.4.	Betrachtungen zur Genese	96
3.	Allgemeine Betrachtungen über den Glarner Verrucano	
3.1.	Zur stratigraphischen Nomenklatur des Glarner Verrucano	97
3.2.	Versuch einer Korrelation im Glarner Verrucano	97
3.3.	Die Sernifite im Glarner Verrucano	102
3.4.	Die Verfärbungen im Verrucano des östlichen Glarner Freiberges	106
4.	Die Trias im östlichen Freiberg	111
5.	Lokale Tektonik	
5.1.	Der Verlauf der Glarner/Mürtschen-Deckentrennung im östlichen Glarner Freiberg	113

5.2.	Die helvetische Hauptüberschiebung	115
5.3.	Brüche	115
5.4.	Die Kleinstrukturen im Verrucano des östlichen Freibergen	116
6.	Z u s a m m e n f a s s u n g	117
7.	L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s	120
8.	F i g u r e n v e r z e i c h n i s	126



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507210_0045

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof.Dr. R. TRÜMPY im Sommer 1964 begonnen. Die Feldaufnahmen erfolgten sodann mit kürzeren Unterbrechungen in den Sommermonaten 1964-1967.

Zu Vergleichszwecken dienten Exkursionen in den Nachbargebieten.

Sehr instruktiv auch war die Teilnahme am Verrucano-Kolloquium in Pisa (Italien) und den damit verbundenen Exkursionen in die Toscana.

Die Auswertung der Aufnahmen erfolgte am Geologischen Institut der E.T.H. und der Universität Zürich, wo auch die Handstücke und Dünnschliffe deponiert sind.

Die Leitung der Arbeit übernahm mein verehrter Lehrer Herr Prof.Dr. R. TRÜMPY. Für das grosse Interesse, das er während Begehungen und Diskussionen an den komplizierten Verrucano-Problemen bekundete, möchte ich ihm an erster Stelle meinen besonderen Dank aussprechen.

Herrn Prof.Dr. R. HANTKE verdanke ich die wertvolle Hilfe beim Bestimmen der Fossilien.

Sehr lehrreich und vom grossen Wert waren die Vorlesungen der Herren Professoren Dr. A. GANSSER, Dr. W. LEUPOLD, Dr. E. DAL VESCO, Dr. R. HANTKE und Dr. K.J. HSU, sowie der Herren PD Dr. H. JÄCKLI und Dr. E. ESCHER.

Besonders wertvoll waren die regen Diskussionen mit meinen Terrainkameraden W. RYF, H. SCHIELLY, H. RICHTER und E. ZIMMERMANN, sowie auch meinen Kollegen P. KÄCH und Chr. SIEGENTHALER. Die selbstlose Hilfe meiner Kollegen im ganzen Institut war für mich vom grössten Wert.

Ferner gilt mein Dank auch der Fam. FIGI-JENNY für ihre Gastfreundschaft und der Bevölkerung des Kantons Glarus für die freundliche Aufnahme, die mir überall zuteil wurde.

Auch danke ich FrI. R.M. ROMPES für ihre liebenswürdige Mitarbeit beim Zustandekommen dieses Manuskriptes.

Besonderen Dank schulde ich aber meinen Eltern, die mir unter den schwierigsten Umständen das Studium ermöglichten. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

A B S T R A C T

Study of the "Verrucano" group of terrestrial, Permian (and Upper Carboniferous ?) deposits - mainly Redbeds - in the Helvetic thrust-mass of the central Glarus Alps.

Subdivided into 4 formations: U e b l i t a l - S e r n i f i t (fanglomerates, derived from N), M ä r e n - F m. (slates with volcanics - rhyolites and spilites - in the upper part with intercalations of aquatic horizons), K a r r e n s t o c k - S e r n i f i t (fine-grained conglomerates and sandstones), K ä r p f - F m. (coarse conglomerates, derived from S).

Conditions of sedimentation are discussed; the Verrucano was apparently deposited in a terrestrial, semiarid to arid environment; the colour originated by interstratal alteration after deposition.

The Verrucano mass overlies Tertiary flysch and is part of the Glarus Overthrust Mass. In the eastern Freiberg area only minor divisions by internal thrusts inside the Verrucano can be recognized.

1. E I N L E I T U N G

1.1. GEOGRAPHISCHE LAGE (Fig. 1)

Das Untersuchungsgebiet liegt westlich des Sernft. Seine Begrenzungen sind im Westen der Niederenbach, im Norden der Sernft, im Süden der Klein Kärpf, und im Osten die Glarner Hauptüberschiebung.

Die Orts- und Flurnamen und, soweit es möglich war, auch deren Schreibweise wurden aus der Landeskarte der Schweiz 1 : 25'000 Blatt 1174 (Elm), Ausgabe 1960, entnommen.

Für die Detailkartierung wurden die Grundbuchpläne des Kantons Glarus im Masstab 1 : 10'000 (Blätter Kärpf, Elm und Schwanden) verwendet.

Als Grundlage der Untersuchungen dienten die "Geologische Karte des Kantons Glarus" von J. OBERHOLZER (1942) im Masstab 1 : 50'000 und die Detailkartierung der Eruptivgesteine im Glarner Freiberg (Masstab 1 : 10'000) von G.C. AMSTUTZ.

1.2. PROBLEMSTELLUNG

Der Zweck dieser Arbeit war ein mehrfacher. Zuerst wurde das Gebiet in Detail (1 : 10'000) kartiert. Weiterhin wurde versucht, im Verrucano eine Unterteilung nach lithostratigraphischen Kriterien aufzustellen und diese mit denjenigen in den Nachbargebieten zu korrelieren (FISCH, 1961: Gulderstockgebiet; HUBER, 1964: Gufelstockgebiet; SCHIELLY, 1964: Westlicher Glarner Freiberg). Vergleiche und Korrelationen wurden ebenfalls mit Verrucano-Ablagerungen ausserhalb der unmittelbaren Nachbargebiete (RYF, 1965; MARKUS, 1966; RICHTER, 1968) hergestellt.

An Hand von neueren Pflanzenfossilfundstellen wurde versucht, das Alter dieser Verrucano-Ablagerungen zu bestimmen. Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt aber in einer genaueren lithologischen Untersuchung des Verrucano im Bereich des östlichen Glarner Freiberges.

Bei den früheren Untersuchungen und vor allem bei den Untersuchungen in den Nachbargebieten haben sich hinsichtlich der Stratigraphie und daraus folgernd auch der Tektonik des Verrucano verschiedene, z.T. widersprüchliche Ansichten gebildet (Vgl. FISCH, HUBER und SCHIELLY).

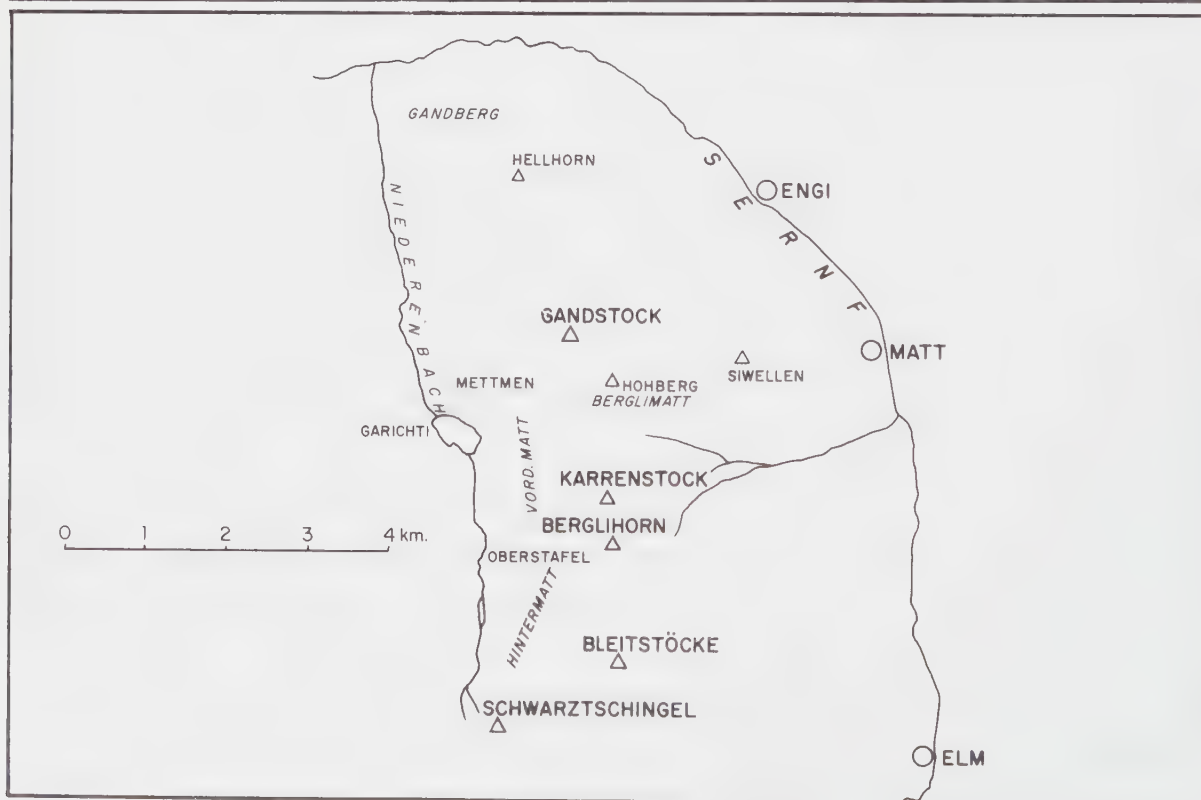
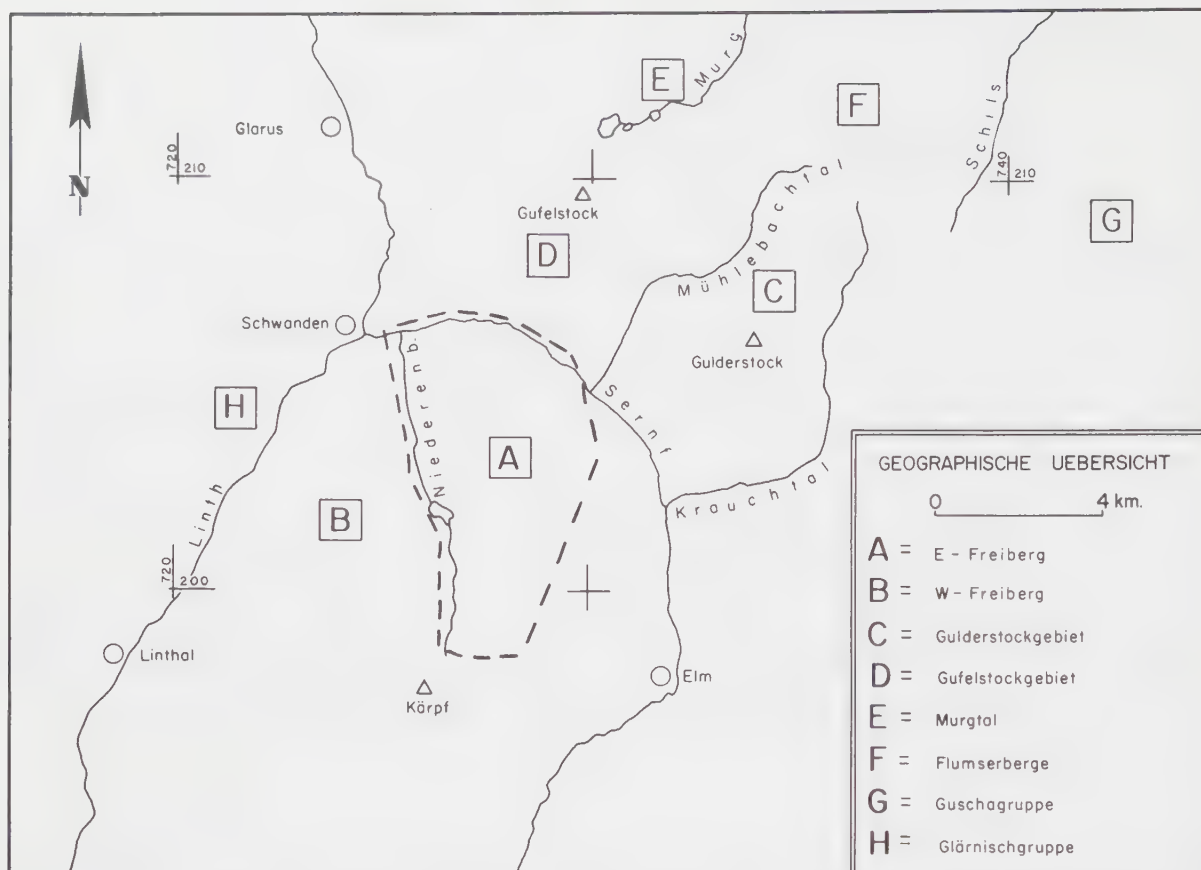


Fig.1

Es wurde deshalb auch versucht, dem Verlauf der Trennung zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke näher abzuklären.

1.3. HISTORISCHES

Zu Anfang des 19. Jahrhunderts lenkte mancher Alpenforscher seine Aufmerksamkeit auf diese Abfolge von "buntfarbigen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, die wir heute mit dem Namen Verrucano zusammenfassen" (OBERHOLZER, 1933), so zum Beispiel Hans Conrad ESCHER VON DER LINTH. Arn. ESCHER VON DER LINDT (1836) nannte die grobklastischen Ablagerungen "Sernfter Konglomerat".

1846 führte Oswald HEER die Bezeichnung "Sernifit" ein.

Der Ausdruck "Verrucano" wurde erstmals von P. SAVI (1832) für die konglomeratischen Formationen des Mte. Verruca bei Pisa eingeführt.

B. STUDER (1850) übertrug diese Bezeichnung auf die ähnlich aussehenden, mit Anthrazitschiefern in Verbindung stehenden Konglomerate des Montblancgebietes und verwendete den Namen in seiner "Geologie der Schweiz" (1851-1853) als zusammenfassende Bezeichnung für die Gesteine, die man früher als Melser Gesteine, bunte Glarner Gesteine, Sernfbildungen usw. bezeichnet hatte.

Weitere Geologen, die sich im 19. Jahrhundert mit dem Glarner Verrucano beschäftigt haben sind G. THEOBALD (1867, 1869), Alb. HEIM (1891),

Th. SIMMLER (1862), E. STÖHR (1865), L. MILCH (1893, 1896) und

A. ROTHPLETZ (1898).

R. BEDER (1909) untersuchte die basischen Eruptivgesteine des Freiberges, wo er zum Schluss kam, dass es bei den Melaphyren um Ergüsse an der Erdoberfläche handeln müsse.

1933 wurde die grosse und grundlegende Arbeit von J. OBERHOLZER ("Geologie der Glarner Alpen") veröffentlicht. Er versuchte nicht nur den Verrucano faziell zu gliedern, sondern versuchte auch, ihn den verschiedenen tektonischen Einheiten zuzuordnen.

M. BLUMENTHAL (1911) unterteilte den überschobenen Verrucano der Ringel-Segnes-Gruppe in den "Plagioklasgneis" (unten) und die "Sericitschiefer" (oben).

Wichtig für das Verständnis der komplexen Tektonik der Glarner Alpen sind die Untersuchungen von R. HELBLING (1938). Er postulierte eine mehr oder

weniger zusammenhängende Verrucano-Stammdecke, auf deren Rücken die mesozoischen Sedimentmassen abgeschoben wurden und teilweise eigene Teildecken bildeten.

Neuere und wichtige Untersuchungen führten Th. HÜGI (1941), R.U. WINTERHALTER (1943) und H. WIDMER (1949) durch. Neben seiner grossen Arbeit über den Trias östlich des Klausenpasses machte R. BRUNNSCHWEILER (1948, 1959) einige Bemerkungen zu den mannigfaltigen, insbesondere tektonischen Problemen des Verrucano.

R. TRÜMPY gab in W. BRÜCKNER et al. (1957) einen kurzen Abriss seiner damaligen Ansichten über die Stratigraphie und Tektonik des Glarner Verrucano, welche sich, namentlich in tektonischer Hinsicht, noch stark an diejenigen von OBERHOLZER anlehnen.

L. WYSSLING (1950) gliederte den Verrucano im Gebiet zwischen Vorab und Vorderrheintal.

G.C. AMSTUTZ (1954) untersuchte die Ergussgesteine des Glarner Freiberges und ergänzte 1957 seine Arbeit mit einigen Bemerkungen zur Stratigraphie und Tektonik des Verrucano.

1954 veröffentlichte R. STAUB eine Darstellung über die historische Entwicklung der Kenntnisse über den Bau der Glarner Alpen, sowie einen Versuch einer umfassenden Synthese der Glarner Tektonik.

Die Arbeit von C. SCHINDLER (1959) enthält wichtige Beobachtungen zur Gliederung des Verrucano an der Basis des Glärnisch.

Als wichtigste Arbeitsgrundlagen dienten aber die neuesten Untersuchungen im Glarner Verrucano von W.P. FISCH (1961), R. HUBER (1964), H.-P. SCHIELLY (1964), W.H. RYF (1965), J. MARKUS (1966) und H. RICHTER (1968).

In Detail-Untersuchungen stellte FISCH erstmals eine umfassende stratigraphische Unterteilung im Glarner Verrucano auf. Mehr oder weniger unabhängig von den Untersuchungen von FISCH, analysierte HUBER die Stratigraphie des Verrucano im randnäheren Bereich.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen dienten den nachfolgenden Geologen als sehr nützliche Grundlage für ihre weiteren Forschungen. Im Widerspruch mit den Resultaten von FISCH und HUBER stehen die Ergebnisse von SCHIELLY im Bereich des westlichen Glarner Freiberges, hauptsächlich hinsichtlich der stratigraphischen Unterteilung des Glarner Verrucano. Daraus ergaben sich ebenfalls unterschiedliche Auffassungen über die Tektonik in den Glarner Alpen.

RYF, MARKUS und RICHTER stützten sich in ihren Arbeiten hauptsächlich auf die Ergebnisse von FISCH. Vor allem RYF versuchte die von FISCH aufgestellte stratigraphischen Gliederung durch lithologische Untersuchungen im Verrucano des Murgtales zu vervollständigen.

1.4. UEBERBLICK UEBER DEN VERRUCANO IM OESTLICHEN GLARNER FREIBERG UND DEN NAEHEREN NACHBARGEBIETEN

Das Untersuchungsareal bildet nach obenstehenden Ausführungen ein Verbindungsglied zwischen den Gebieten westlich und nördlich des Sernf (FISCH und HUBER) und dem westlichen Glarner Freiberg (SCHIELLY).

Der wichtigste Aufgabe dieser Arbeit war, die unterschiedlichen Ansichten von FISCH und HUBER einerseits und SCHIELLY andererseits hinsichtlich die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Glarner Verrucano näher zu prüfen und wenn möglich abzuklären.

Bei den Untersuchungen hat sich ergeben, dass die stratigraphische Gliederung von FISCH und HUBER weitgehend mit der lithologischen Abfolge im östlichen Freiberg übereinstimmt und deshalb besser als Arbeitsmodell geeignet ist als die stratigraphische Unterteilung SCHIELLYs.

Ein wichtiger Punkt in der stratigraphischen Kontroverse ist die Stellung der Sernifite im Verrucano. SCHIELLY betrachtet sämtliche Sernifite als die jüngsten Verrucano-Ablagerungen, ähnlich wie dies TRÜMPY (in W. BRÜCKNER et al., 1957) ursprünglich getan hatte.

FISCH und HUBER konnten dagegen mehrere Sernifit-Formationen verschiedenen Alters nachweisen. Bei den Untersuchungen im östlichen Glarner Freiberg konnte man ebenfalls mehrere Sernifit-Formationen erkennen und es muss auch angenommen werden, dass die verschiedenen Sernifit-Ablagerungen im Glarner Verrucano grundsätzlich verschiedene grobdetritischen Schüttungen darstellen und altersmässig eindeutig nicht gleich sind.

Die älteste Formation im Untersuchungsgebiet ist der U e b l i t a l - S e r n i f i t s. 1. Er bildet hier meist die unteren Steilstufen. Ueber dieser grobkonglomeratischen Formation folgt eine Abfolge von Tonschiefern, Phylliten und Einschaltungen von mehr sandigen Schichten. Nach oben treten dann zusätzlich noch Tuffe, Tuffite und Laven auf. Innerhalb der Vulkanite treten mehrere Horizonte auf, die eindeutig als aquatische Ablagerungen bezeichnet werden können. Es sind dunkelgraue bis schwarze Sandsteine und

Schiefer, die bei den Bleitstöcken in dunkle Karbonate übergehen, welche mehr oder weniger dolomitisiert sind.

Gesamthaft gehört diese Abfolge zu der "M ä r e n - S e r i e" FISCHs; sie wird im Untersuchungsgebiet noch unterteilt in die F o o s t o c k - S c h i e f e r (untere Mären-Serie) und die G r i s c h - S c h i c h t e n (obere Mären-Serie).

Der Foostock-Schiefer ist hauptsächlich detritisch; die Grisch-Schichten dagegen enthalten noch zusätzlich vulkanisches Material und mehrere Horizonte von aquatischen Ablagerungen. In diesen Horizonten, den S o n n e n b e r g - H o r i z o n t e n, wurden in den dunkelgrauen Sandsteinen beim Karrenstock zwei neue Fundstellen fossiler Pflanzen gefunden.

Ueber der Mären-Serie tritt eine Abfolge von konglomeratischen, sandigen und siltig-tonigen Schichten auf. Es handelt sich hier hauptsächlich um vulkanische Abtragungsprodukte, wobei öfters Einschaltungen von Vulkaniten auftreten können. Stratigraphisch gehört diese Formation zu dem Fuggstock-Sernifit FISCHs; wegen der verschiedenartigen lithologischen Ausbildung im östlichen Freiberg bezeichnen wir diese Formation als die K a r r e n - s t o c k - S c h i c h t e n.

Die jüngste Ablagerung im Verrucano des Untersuchungsgebietes bilden die grobkonglomeratischen und sandigen Schichten der K ä r p f - S e r i e SCHIELLYs. Sie bildet im Untersuchungsgebiet die Gipfel des Gandstockes und Karrenstockes.

Die unterschiedlichen Ansichten hinsichtlich der Tektonik des Glarner Verrucano zeigten sich vor allem in die Frage, inwieweit der Verrucano der Glarner Schubmasse in Teildecken zerfalle.

SCHIELLY konnte im westlichen Freiberg durchgehend eine Deckentrennung mit z.T. zwischengeschalteten Triasgesteinen nachweisen.

FISCH dagegen konnte zeigen, dass die Verrucano-Masse im Gulderstockgebiet aus einer normalen stratigraphischen Schichtfolge besteht, wobei nur die höchsten und zugleich jüngsten Elemente des Verrucano mit ihrem Hangenden, den mesozoischen Gliedern der Mürtschen-Decke, nach NW differentiell vorglitten.

Im Gufelstockgebiet konnte HUBER eine Deckentrennung im Verrucano feststellen, wo Mürtschen-Verrucano (Schönbühl-Schiefer) auf Trias geschoben wurde.

Man kann somit im Glarner Verrucano zwei verschiedene tektonische Baustile erkennen, wobei die Deckentrennungen im W tiefer hineinziehen als im E. In den östlichen Glarneralpen kann man somit im Sinne von HELBLING (1938) von einer Verrucano-Stammdecke sprechen, über welcher die jüngeren Formationen eigene Bewegungsstockwerke bilden.

Im W zerfällt die Verrucano-Masse in Teildecken, zwischen welchen sogar mesozoische Gesteine (Trias und Lias) auftreten können.

Die Verhältnisse im östlichen Glarner Freiberg liegen ähnlich wie im Gebiet nördlich und westlich des Sernf. Im Sernifitschiefer des östlichen Freiberges konnte eine untiefe Trennung zwischen Glarner- und Mürtschendecke festgestellt werden.

Aehnlich wie FISCH kann man sagen, dass östlich einer Linie Kleinkärpf-Kärpfbrücke-Gandstock keine Deckentrennungen mehr auftreten. Disharmonische Bewegungen haben aber ähnlich wie im Gulderstockgebiet eine Bewegungsstockwerk-Tektonik gebildet.

Westlich dieser Linie befindet sich das Gebiet des westlichen Freiberges, wo SCHIELLY eine deutliche Teildeckenstruktur nachweisen konnte.

Somit sind im Glarner Freiberg ebenfalls zwei tektonische Baustile vorhanden, wobei der Verrucano im östlichen Freiberg zum grössten Teil zur Stammdecke gehört.

1.5. BEZEICHNUNGEN IN DER VERRUCANO-NOMENKLATUR

Für die Charakterisierung der Gesteinstypen wurden teilweise deskriptive Bezeichnungen benützt, ohne Bezug auf die Genese der betreffenden Ablagerungen. Es ist aber unvermeidlich, dass andererseits derartige Bezeichnungen in der Verrucano-Nomenklatur vorkommen (z.B. Tuffe, Tuffite usw.). Es wurde aber so viel wie möglich versucht eine einheitliche Nomenklatur zu benützen, sodass viele Bezeichnungen aus den Arbeiten von TRÜMPY, FISCH, SCHIELLY usw. übernommen wurden.

Verrucano:	Wie schon vorher erwähnt wurde, führte SAVI (1832) den Begriff "Verrucano" ein. Die Konglomerate des Mte Verruca bei Pisa führen gutgerundete, rosarote Quarzitgerölle und zeigen durchaus keine lithologische Aehnlichkeiten mit dem helvetischen Verrucano. Das Alter dieser Konglomerate
------------	---

des Mte Verruca war lange Zeit umstritten, wurde aber schlussendlich als Trias bestimmt (TREVISAN, 1955; ELTER et al., 1966).

Somit ist der Glarner Verrucano, der von triadischen Gesteinen überlagert wird und wahrscheinlich dem Perm, eventuell teilweise auch dem Oberkarbon angehört, auch altersmässig vom Verrucano der Typuslokalität verschieden.

Wäre der Begriff in den Alpen nicht bereits so sehr eingewurzelt, müsste man sich überhaupt fragen, ob man ihn nicht besser fallen lassen und durch einen Terminus wie "Sernifit-Formation" (ROTHPLETZ, 1894) ersetzen sollte.

Im stratigraphischen Lexikon der Schweiz gab R. TRÜMPY folgenden Definition für den Verrucano-Ablagerungen in der Schweiz:

Unter Verrucano versteht man in den Schweizer Alpen verschiedene klastische Ablagerungen - helle, rote oder grüne Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine und Ton-schiefer, mit seltenen Einschaltungen karbonatischer Gesteine, sowie Vulkanite. Die einzelnen Verrucano-Formationen werden durch regionale Zusätze näher bezeichnet (z.B. Glarner Verrucano usw.).

Für eine Definition des Verrucano s.l. gab R. TRÜMPY (1965) folgenden Vorschlag:

Man kann im mediterranen (alpinen) Teil Europas "Verrucano" im weiteren Sinne als Sammelbegriff für lithostratigraphische Formationen gebrauchen, welche das Produkt der endgültigen Abtragung der herzynischen (variskischen) Gebirge sowie ihrer subsequenter und post-orogener Vulkane darstellen. Diese Formationen sind weit vorwiegend kontinentaler und detritischer Fazies, ihr Ablagerungsmilieu oxydierend (Farbe daher meist violett oder rot). Die Konglomerate enthalten schlecht bis mässig gut gerundete Kom-

ponenten von vulkanischen Gesteinen; Vulkanite können auch in Verrucano-Formationen eingeschaltet sein. Die älteren Verrucano-Formationen sind meist in intramontanen Becken und Gräben abgelagert worden, die jüngeren, welche dem Verrucano der Typuslokalität näher stehen und meist oberpermischen bis triadischen Alter sind, wurden über grössere Bereiche ausgebreitet. (Aus "Atti del Symposium sul Verrucano", 1966).

Sernifit:

Nach Alb. HEIM (1878) wurde den Namen speziell für die roten Fanglomerate im nördlichen Abschnitt der Glarner Alpen verwendet. OBERHOLZER (1933) verwendet den Namen als Lokalname für die im Gebiet zwischen Walensee, Sernf- und Linthal auftretende Fazies des Verrucano. Unter den Namen "Sernifit" versteht man jetzt aber die grobklastische Beckenrandfazies des Verrucano, welche in verschiedener stratigraphischer Lage auftreten kann. Es sind Formationen, die hauptsächlich aus schlecht sortierten und schlecht gerundeten Komponenten bestehen. (Aus dem "stratigraphischen Lexikon der Schweiz, R. TRÜMPY).

Bei der Bezeichnung der Korngrössen der Komponenten wurde weitgehend die Korngrössenskala von WENTWORTH (1922) benützt. Dabei beziehen sich die Bezeichnungen "konglomeratisch, sandig usw." nur auf die Korngrösse der Komponenten, weniger aber auf deren Rundungsgrad. Im allgemeinen sind die Komponenten im Glarner Verrucano schlecht bis mässig gut gerundet, sodass man die Gesteine definitionsgemäss zum grössten Teil als Breccien bezeichnen muss. Weil aber der Rundungsgrad der Komponenten im Glarner Verrucano mehr oder weniger gleichmässig ist, die Korngrössenverteilung dagegen stark differenziert werden Bezeichnungen, die sich auf die Korngrösse der Komponenten beziehen mehr benützt.

Breccien:

Gesteine, die zur Hauptsache aus eckigen bzw. schlecht gerundeten Trümmern zusammengesetzt sind, wobei die Korngrössen meist grösser als 2 mm Ø (konglomeratisch) sind.

Sandsteine:	Mehr oder weniger massige Gesteine, deren Komponenten einen Durchmesser zwischen 2 und 0.02 mm besitzen. Konglomeratische Komponenten können teilweise vereinzelt auftreten.
Tonschiefer:	Tonige Schiefer, die sehr reich an siltigem Material sind. Sandige Komponenten können vereinzelt auftreten. Karbonat kann teilweise feinverteilt, knollig oder linsig vorkommen.
Phyllite:	Feinblättrige, tonige Schiefer von feinsten, auch mikroskopisch kaum mehr auflösender Zusammensetzung. Sie sind meist karbonatarm.
Plagioklasgneis:	Spezialbezeichnung für feldspatreiches, lauchgrünes Gestein von gneisartigen Habitus an der Basis des Verrucano. Im Untersuchungsgebiet kommt dieses Gestein nicht vor.
Tuffe:	Ablagerungen, die auf vulkanische Aschenregen zurückzuführen sind, wobei bis 10% detritisches Material beigemischt sein kann.
Tuffite:	Mischgesteine von cineritischem und terrigen-detritischem Material (mehr als 10%).
Quarzporphyroide:	Quarzporphyrartige Gesteine, bei denen es nicht feststeht, ob es sich um echte Quarzporphyre, Arkosen, Tuffe oder Tuffite handelt (BRÜCKNER et al., 1957).

2. STRATIGRAPHIE

2.1. ALLGEMEINES

Die Verrucano-Ablagerungen der Glarner Alpen sind vorwiegend terrestrischer Herkunft und wurden in einen SW-NE, also schief zum alpinen Streichen, laufenden Trog abgelagert. Bei einem Versuch einer Rekonstruktion würde der Trog mindestens eine Breite von 25 bis 30 km und eine Länge von mindestens 60 km haben, sodass der Trog wahrscheinlich im Untergrund des Molassebeckens weiterzieht (FISCH und RYF, 1966).

Ueber die Paläotektonik des Troges hat man verschiedene Auffassungen. Einerseits vermutet man, dass es sich um einen Subsidenzgebiet mit relativ flachen Flanken handelt, andererseits glaubt man, dass der Trog z.T. durch späthercynische Verwerfungen begrenzt sei. Die zweite Ansicht, die von den meisten Bearbeitern angenommen wird, kann das Vorkommen der Vulkanite und die grossen Fanglomeratmassen besser deuten.

Am Beckenrand herrschten die grobdetritischen Fraktionen vor, im Beckeninnern dagegen fand die Bildung von vorwiegend pelitischen Sedimenten statt. Kontinuierliche Uebergänge und Verzahnungen dieser beiden lithologischen Formationen können durchgehend festgestellt werden.

Die Bildung von grobdetritischen Formationen (Sernifite) oder von den feineren, pelitischen Sedimenten hängt von der tektonischen Aktivität des Grabenrandes ab, wo bei stärkeren Absenkung des Troges bzw. Hebung der Randgebiete die Sernifite tiefer in den Trog vorstossen können und während einer tektonischen Ruhepause dagegen die pelitischen Sedimente weiter verbreitet sind. Es zeigt sich demnach, dass die Sernifite und die pelitischen Sedimente nur rein lithologische Faziestypen darstellen. Das Fehlen von lithologischen Leithorizonten und die monotone Ausbildung der Verrucano-Formationen erschweren die Arbeit für eine stratigraphische Gliederung. Die Kriterien für die Grenzziehung bei der lithostratigraphischen Gliederung sind wegen der obengenannten Schwierigkeiten und auch wegen des schnellen Fazieswechsels im vertikalen als auch im lateralen Bereich nicht immer gleich. Im Untersuchungsgebiet konnte man 4 Formationen im Verrucano unterscheiden. Diese sind (von unten nach oben): der Ueblital-Sernifit, die Mären-Serie, der Fuggstock-Sernifit (im Untersuchungsgebiet als Faziestypus der Karrenstock-Schichten vorhanden) und die Kärpf-Serie. Die Grenzen zwischen diesen Formationen sind

heterochron.

Die Mären-Serie wurde noch in die folgenden Formationsglieder unterteilt: die Foostock-Schiefer (untere Mären-Serie) und die Grisch-Schichten (obere Mären-Serie).

In der lithostratigraphischen Bezeichnung des Verrucano wird der Begriff "Serie" oftmals benützt. Es ist aber dazu zu bemerken, dass der Name "Serie" eine lithostratigraphische Formation bezeichnet, deren Grenzen aber noch nicht eindeutig durch ein Typusprofil statuiert werden konnten. Die lithostratigraphische Gliederung des gesamten Glarner Verrucano wird in einem späteren Kapitel behandelt.

2.2. DER UEBLITAL-SERNIFIT S.L.

2.2.1. Allgemeines

Direkt über dem Lochseitenkalk finden wir im Untersuchungsgebiet eine brecciöse, mehr oder weniger grobkonglomeratische Formation. Ähnliche Formationen wurden von HUBER (Sernifite inférieure) und von FISCH (Ueblital-Sernifit) in den nördlich resp. nordöstlich angrenzenden Gebieten beschrieben. Lithostratigraphisch bestehen gute Korrelationsmöglichkeiten zwischen diesen Formationen. Wir wollen deshalb für diese grobdetritischen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet den von FISCH eingeführten Terminus "Ueblital-Sernifit" übernehmen.

Den Ueblital-Sernifit kann man im Untersuchungsgebiet in zwei Ausbildungsarten gliedern. Gesamthaft wollen wir diese Formation deshalb als "Ueblital-Sernifit s.l." bezeichnen.

a. Der Ueblital-Sernifit s.s.

Es sind meistens massig ausgebildete, brecciöse Fanglomerate von dunkelbraun bis rötlicher und z.T. dunkelvioletter Farbe. Die linsigen Einschaltungen von Tonschiefern sind in der Regel etwas intensiver rötlich gefärbt, so dass lokal öfters eine Art Bänderung hervorgerufen werden kann. Etwas karbonatreichere Schichten

können graue bis gelblichweisse Farben haben.

Die Korngrösse variiert von grobkonglomeratisch ($> 64 \text{ mm } \emptyset$) bis feinkonglomeratisch ($2 \text{ mm } \emptyset$); der Matrix ist eher sandig ($> 2 \text{ mm } \emptyset$) bis siltig-tonig ($> 0.02 \text{ mm } \emptyset$). Die sandige Korngrössenfraktion ist wenig vertreten.

b. Die Sernifitschiefer

Diese Schichten entsprechen im allgemeinen eine mehr beckeninneren Fazies des Ueblital-Sernifites. Es sind feinkonglomeratische Schichten, die im allgemeinen etwas gräulicher in der Farbe sind. In dieser Abteilung ist die sandige Korngrössenfraktion ziemlich gut vertreten und der siltig-tonige Anteil ist grösser als im eigentlichen Ueblital-Sernifit.

Man kann im Untersuchungsgebiet eine deutliche Korngrössen-Abnahme in lateraler südlicher als auch in vertikaler Richtung beobachten. Farbänderungen können im Gestein lokal öfters vorkommen; im allgemeinen herrschen dunkelbraunrötliche bis dunkelviolette Farben im nördlichen Teil und mehr gräuliche Farben im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes vor. Dies hängt auch davon ab, dass im nördlichen Teil der Sernifit mehr oder weniger massig (Ueblital-Sernifit s.s.) ausgebildet ist, im südlichen Teil dagegen mehr schiefrig (Sernifitschiefer).

Lokal kann der Ueblital-Sernifit s.s. stärker tektonisiert sein. Dieser "tektonisierte" Ueblital-Sernifit unterscheidet sich mit dem Ueblital-Sernifit s.s. überhaupt nur durch seine tektonische Beanspruchung. Dadurch bekommt das Gestein im Gelände eine besondere Prägung.

Man kann beobachten, wie das Gestein mehr oder weniger stark verfältelt ist, wobei die grobkörnigeren Partien des Gesteins sich als kompetente Schichten verhalten. Die inkompetenten, tonreicheren Partien zeigen dagegen schöne Fältelungen. Weiterhin durchsetzen sekundäre Quarzadern die gesamte Formation. Karbonat kommt in diesen Schichten in der Regel nicht vor, nur lokal kann es feinverteilt in der Matrix auftreten.

Dieser "tektonisierte" Ueblital-Sernifit ist mit dem "Sernifit écrasé" HUBERs zu vergleichen. Es handelt sich hier, wie auch HUBER schon betonte, um eine tektonische Fazies.

2.2.2. Verbreitung

Der Ueblital-Sernifit s.s. bildet im Norden des Untersuchungsgebietes den gesamten Steilhang des Gandwaldes hinauf bis ca. 1600 m Höhe, etwas unterhalb des Hellhorns. Der gesamte Gandberg wird somit von dieser Formation gebildet. Fast ohne Faziesänderung zieht der Ueblital-Sernifit weiter in das Sernftal hinein. Direkt über dem Lochseitenkalk ist er meistens etwas geschiefert und zeigt öfters hellgrüne Farben. Weiter südlich im Sernftal, unterhalb der Chli-Siwellen, muss man das Gestein definitionsgemäss schon zu den Sernifitschiefern rechnen.

So werden die ersten Steilhänge der Siwellen von diesen Sernifitschiefern gebildet. Sie biegen noch unterhalb der Siwellen nach Westen um und verschwinden bei Legböden im Schutt.

Ebenfalls unverändert zieht der Ueblital-Sernifit s.s. vom Gandwald in das Niederental hinein. Das Nüenhüttenwald wird von diesem Sernifit gebildet; er ist aber hier stark versackt. Der Sernifit des Auelichopf gehört noch zum Ueblital-Sernifit s.s., obwohl er hier schon etwas feinkörniger ist.

Weiter südlich gegen das Niederental zu bilden diese Sernifite die gesamte Schwirrenwand und fast die gesamte Steilstufe überhalb Kies. Auf den Schwirren werden die Schichten etwas schiefriger und sind auch etwas feinkörniger. Wir befinden uns schon in den Uebergangsschichten zu den Sernifitschiefern.

Der Mörder Chopf wurde entlang dem Schwirrenbruch etwa 50 m höher versetzt, sodass wir in seinen Steilwänden wieder einen massigeren Sernifit finden. Er ist hier aber schon etwas stärker tektonisiert und beim Widersteinerbach gehört er zum Typus der tektonisierten Ueblital-Sernifite.

Weiter nach Süden findet eine allmähliche Korngrössen-Abnahme statt, wobei der tonige Anteil im Gestein zunimmt. Wegen der tektonischen Beanspruchung ist das Gestein mehr oder weniger stark geschiefert. Die Felswände des Schwarz Chopf werden schon von den Uebergangsschichten zu den Sernifitschiefern gebildet. Der südliche Teil des Niederentales, namentlich die

Felswände unterhalb des unteren Tschingel, besteht hauptsächlich aus Sernifitschiefer. Es sind graue bis teilweise grauviolette Schiefer, wobei siltige bis grobsandige Korngrössenfraktionen vorherrschen. Grössere Gerölle (bis 50 mm Ø) können zum Teil noch öfters auftreten. Bräunlichgelb anwitternde Karbonatknollen oder - linsen sind in bestimmten Schichten weit verbreitet.

Am mächtigsten sind die Sernifitschiefer im Süden des Untersuchungsgebietes. Im Norden des Untersuchungsgebietes finden wir eine dünne Bank (bis etwa 2 m mächtig) dieser Sernifitschiefer unterhalb Mitlist beim Birchenzug. Ohne grössere Mächtigkeitszunahme zieht diese Schicht weiter bis an den Schwirrenbruch. Infolge diese Verwerfung finden wir den Sernifitschiefer erst wieder in den oberen Partien des Mörder Chopf Felsandes. Erst von hier ab geht eine allmähliche Mächtigkeitszunahme gegen Süden vor sich.

Die Mächtigkeitszunahme der Sernifitschiefer gegen Süden kommt dadurch zustande, dass Sie den Ueblital-Sernifit s.s. gegen das Beckeninnere zu seitlich ersetzen.

Die Sernifitschiefer bilden anderseits eine Art Uebergangsschichten zur stratigraphisch höheren Mären-Serie.

2.2.3. Lithologie

Wie schon vorher erwähnt wurde, kann man den Ueblital-Sernifit s.l. im Untersuchungsgebiet in zwei Ausbildungsarten gliedern.

Es bestehen aber keine grossen Unterschiede in der lithologischen Zusammensetzung.

Der eigentliche Ueblital-Sernifit zeigt im allgemeinen keine dichte Geröllpackung. Die Gerölle sind meist diffus innerhalb der siltigen bis tonigen Grundmasse verteilt, oder können lokal eine mehr oder weniger dichte Anhäufung bilden.

Die Korngrössen variieren von grobkonglomeratisch (> 50 mm Ø) bis siltig (< 1/16 mm Ø); in bestimmten Horizonten kann die tonige Fraktion vorherrschen. Die grössten Gerölle sind meist nicht grösser als 50 mm Ø, obwohl im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes Gerölle von 100 mm Ø oder mehr vorkommen können. Im allgemeinen beträgt aber die mittlere Korngrösse 20 - 30 mm. In den feinkörnig ausgebildeten Schichten

(z.B. in den Uebergangsschichten zu den Sernifitschiefern) ist die Sandfraktion (bis zu 1 mm Ø) vorherrschend.

Bemerkenswert ist, dass die Sandfraktion im allgemeinen spärlich vertreten ist und erst, wie schon vorher erwähnt wurde, in den Uebergangsschichten und vor allem in den Sernifitschiefern häufiger auftritt. Der Matrix ist im allgemeinen siltig-tonig, wobei aber auch hier Sand lokal auftreten kann (bis 1/8 mm Ø).

Das Messen der Korngrösse bereitet einige Schwierigkeiten, da vielfach die Komponenten tektonisch deformiert wurden. Vor allem sind die Vulkanitkomponenten öfters in der Schieferungsebene geplättet. Die Quarzitkomponenten dagegen sind gar nicht oder nur sehr wenig von dieser Deformation betroffen. Im Mikroskop kann man aber öfters zertrümmerte Quarze beobachten. Auch die Bestimmung des Rundungsgrades ist wegen der tektonischen Deformation der Gerölle schwierig.

Meist sind die Gerölle kantengerundet, Vulkanitgerölle teilweise auch gut gerundet. Im allgemeinen sind die Quarzit- und Sedimentkomponenten eckig bis kantengerundet. Die granitischen Gerölle sind dagegen meist gut gerundet (Fig. 2).

Gemessen wurden im allgemeinen nur die Gerölle über 5 mm Ø. Hierbei hat es sich gezeigt, dass die grösseren Gerölle im allgemeinen besser gerundet sind als diejenigen mit kleinerem Durchmesser.

Ein Vergleich mit den analogen Gesteinen im Murgtalgebiet zeigt, dass die Gerölle des Ueblital-Sernifites im östlichen Glarner Freiberg im allgemeinen schlechter gerundet sind (Fig. 3).

Um ein Bild des Geröllspektrums zu erhalten wurden zwei Geröllauszählungen ausgeführt. Wegen der Anwitterung des Gesteins war eine durchgehende Geröllauszählung schwierig oder oftmals unmöglich.

Geröllauszählung	A	B
Sedimentbruchstücke (vorw. rote Schiefer)	31%	22%
Hämatit-Spilite	10%	12%
Chlorit-Spilite	4%	19%
Quarzporphyre	9%	14%
Quarzite (und grössere Quarze)	35%	22%
Granite	9%	10%
Sonstige (z.T. unbestimmbare Komponenten)	2%	1%
Total ausgezählte Komponenten	484	235

Fig.2: Rundungsgrad der Komponenten im Üblital-Sernifit

	1	2	3
Quarzporphyre		x	x
Chlorit - Spilite		x	x
Hämatit - Spilite		x	x
Quarzite	x	x	
Granite		o	x
Sedimente (vorw. rote Schiefer)	x	o	

1 = schlecht gerundet

X = vorwiegend

2 = kantengerundet

O = sporadisch

3 = gut gerundet

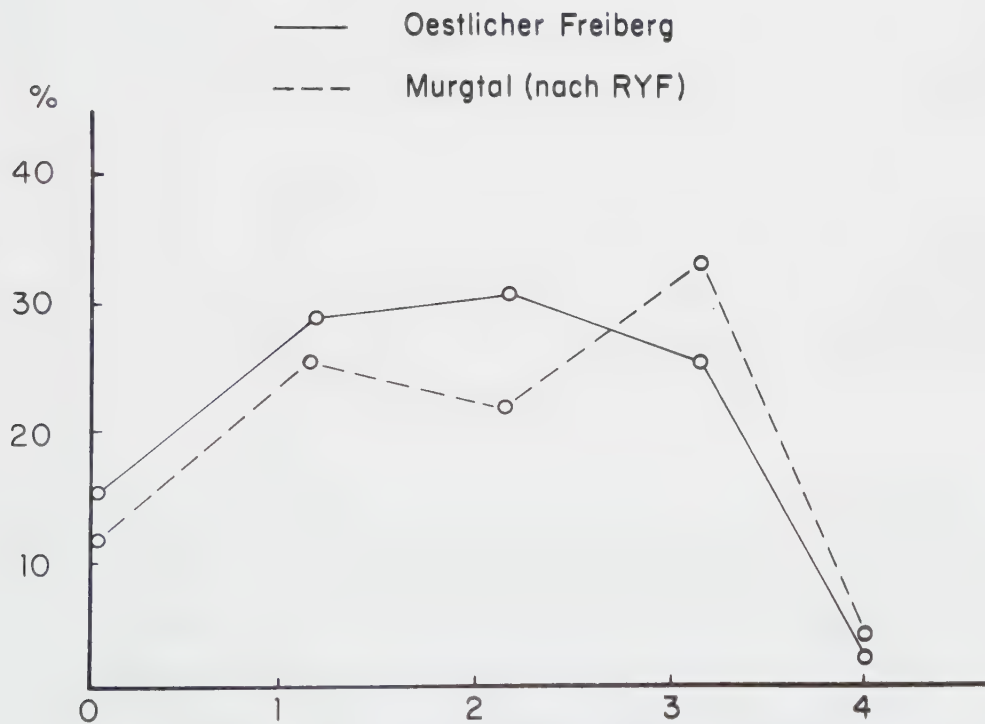


Fig.3: Rundungsgrad der Gerölle des Üblital-Sernifites im Murgtal – und östlichen Freiberg-Gebiet.

(Einteilung in 5 Stufen nach CHABAKOW ; 0 = völlig ungerundet , 4 = völlig gerundet).

- A - Ausgezählt wurde eine Fläche von $2 \times 1 \text{ m}^2$, wobei eine durchschnittliche Korngrösse von $5 - 15 \text{ mm } \emptyset$ berücksichtigt wurde. Komponente mit Durchmesser unter 1 mm wurden zum Zement gerechnet und nicht berücksichtigt (K 726 750 / 203 375 / 1620 m).
- B - Hier wurde die Geröllauszählung an mehreren angeschliffenen Handstücken gemacht, wobei nur der mittlere Wert berechnet wurde. Durchschnittliche Korngrösse $2 - 10 \text{ mm } \emptyset$ (K 726 750 / 202 625 / 1740 m).

Im Zement kann man noch milchige Quarze, sowie auch kleinere Vulkanit-Bruchstücke und Sedimenttrümmer erkennen. In den Sernifitschiefern treten die glasklaren Quarze gegen oben immer stärker in den Vordergrund. Beide Geröllzählungen stammen aus den oberen Schichten des Ueblital-Sernifites s.l., B aus den Uebergangsschichten gegen die Mären-Serie. Geröllauszählungen in den unteren Schichten im Ueblital-Sernifit s.s. konnten wegen der Anwitterung des Gesteins nicht durchgeführt werden. Dennoch wurde versucht, einen annäherenden Wert für die Mengenverhältnisse der Komponente im Ueblital-Sernifit s.s. zu finden. Die Messungen stammen teilweise von sehr groben Auszählungen und teilweise von Schätzungen. Die mittleren Werte dieser Geröllauszählungen sind wie folgt:

Sedimentbruchstücke	ca. 20%
Hämatit-Spilite	ca. 20%
Chlorit-Spilite	ca. 15%
Quarzporphyre	ca. 10%
Quarzite	ca. 35%
Granite	ca. 1%

Es ist bemerkenswert, dass in den unteren Schichten die makroskopisch diagnostizierbaren Vulkanitkomponenten relativ häufiger sind als in den jüngeren Schichten des Ueblital-Sernifites s.l. In den jüngeren Schichten treten dagegen vermehrt die rosaroten Granitgerölle auf. Ebenfalls kann man eine Zunahme der Sedimentkomponenten gegen oben bemerken. Mikroskopisch aber zeigt sich ein anderes Bild (Vgl. Seite 30).

Im grossen Ganzen ist der Ueblital-Sernifit s.l. eine eher monotone Formation; dennoch kann man im Kleinbereich einige sedimentäre Strukturen erkennen.

- Vertikalsortierung der Komponenten nach Korngrösse ist ziemlich häufig. Diese Anordnung wiederholt sich mehr oder weniger rhythmisch in mehreren Zyklen. Ein Zyklus ist etwa 9 - 10 cm mächtig. Zu unterst findet man die gröberen Komponenten (G) und im Dach wird der Zyklus meist von einer dünnen, siltig-tonigen Schicht abgeschlossen (F). Neben normaler Vertikalsortierung kann man oft auch inverse beobachten (Fig. 4).
- Unregelmässige Einlagerungen von siltig-tonigen Partien in grobsandigen bis feinkonglomeratischen Gesteinen sind öfters vertreten.
- Strukturen von alten Erosionsrinnen sind im Norden des Untersuchungsgebietes einigermassen zu erkennen.
- Öfters tritt die Grundmasse zurück, sodass eine relativ dichtere Geröllpackung zustande kommt. In solchen Bereichen lässt sich eine Schichtung oder eine bestimmte Anordnung der Gerölle überhaupt nicht mehr beobachten. Die Grundmasse wird meist gebildet von feinverteilten Quarz- und Feldspatkörnern.
- Auch in zementarmen Partien kann eine dachziegelartige Einregelung der Komponenten auftreten, wobei ihre Längsachse schief zur Schichtung steht (siehe ebenfalls HUBER und RYF).

HUBER (S. 17, 1964) beschrieb im Ueblital-Sernifit noch weitere Strukturen, die man im östlichen Freiberg nicht deutlich oder gar nicht beobachten kann. Im allgemeinen ist der Ueblital-Sernifit im östlichen Freiberg stärker tektonisiert worden als im nördlich angrenzenden Untersuchungsgebiet von HUBER.

Vor allem solche Strukturen, die leicht von der Tektonisierung verwischt werden, sind im Untersuchungsgebiet nicht mehr deutlich zu erkennen. Unter anderen beschrieb HUBER (S. 19, 1964) eine Schrägschichtung im nördlichen Teil seines Gebietes (Chlotel). Andeutungen zu ähnlichen



Fig. 4: Vertikalsortierung in den Uebergangsschichten.
Faziestypus 1.

Strukturen kann man im Gandwald noch einigermaßen beobachten.

An Hand von texturellen und strukturellen Unterschieden konnten wir im Ueblital-Sernifit s.l. drei Faziestypen unterscheiden. Im Dünnschliff kann man untergeordnet kleinere lithologische Unterschiede erkennen.

Bei den mikroskopischen Untersuchungen stellte sich heraus, dass z.B. der Mengenanteil der verzwillingten Plagioklase bei den verschiedenen Faziestypen variieren kann. Da aber der Anteil der verzwillingten Plagioklase im ganzen sehr gering ist, hat diese Aussage wenig statische Bedeutung.

Wichtiger sind in diesen Sernifiten die texturellen und strukturellen Unterschiede, sowohl im makroskopischen als auch im mikroskopischen Bereich. Die Anordnung und die Ausbildung der einzelnen Komponenten können über die Sedimentationsvorgänge einigermaßen Auskunft geben.

Es bestehen alle Arten von Uebergangstypen zwischen den drei Faziestypen.

Typus 1:

Es ist im allgemeinen eine lockere Geröllpackung vorhanden. Nur lokal kann sie etwas dichter werden. Makroskopisch erkennt man normale und inverse Vertikalsortierung. Bei den gröberen Komponenten tritt der Anteil der Grundmasse stark zurück, sodass eine dichtere Geröllpackung vorhanden ist. Bei den feiner ausgebildeten Konglomeraten sind die einzelnen Gerölle diffus innerhalb der Matrix verteilt.

Als Trümmer kommen vor:

- Quarze. Es sind splitterige, z.T. auch korrodierte, undulös auslöschende Körner. Teilweise sind die Quarze idiomorph. Im allgemeinen überwiegen die korrodierten Formen, wobei öfters die Korrosionslöcher von authigenen Quarz aufgefüllt sind.

Um Quarz- und Feldspatkomponenten kommen gelegentlich Bildungen von authigenen Quarz vor. Dabei sieht man, dass ein dünnes Hämatithäutchen, dass sich um die Quarz- oder Feldspatkomponenten gebildet hat, von den

sekundären Quarzbildungen eingeschlossen wurde.

Die Quarzkörner sind z.T. frisch und sind scharf umgrenzt. Andererseits treten auch verwitterte Quarze auf, die von kleinen Karbonatkörnchen durchsetzt sind, sodass eine leichte Trübung entsteht.

Einige Quarze zeigen unscharfe Grenzen zur sericitreichen Grundmasse.

- Feldspäte. Plagioklase dominieren absolut; Kalifeldspäte fehlen ganz oder kommen nur vereinzelt vor.

Für den Nachweis der Kalifeldspäte wurden mehrere Dünnschliffe mit einer gesättigten Lösung von Natrium-Kobaltnitrit behandelt. Hierbei färbte sich ein Teil der Grundmasse gelb wegen der Anwesenheit von Sericit (K-haltig). Nur vereinzelte kleinere Kalifeldspat-Komponenten färbten sich gelb.

Es ist aber zu bemerken, dass mit wachsendem Na-Gehalt, vor allem in frischen und homogenen Alkalifeldspäten aus Vulkaniten, die Brauchbarkeit dieser Methode abnimmt (CHAYES und ZIES, 1961).

Bei den Plagioklaskörnern handelt es sich hauptsächlich um Albite. Bei der Behandlung mehrerer Dünnschliffe mit Kaliumrhodizonat blieb der grösste Teil der Plagioklaskörner ungefärbt. Nur ein kleiner Teil färbte sich schwach rosa. Dies zeigt, dass die Plagioklase einen geringen Ca-Gehalt besitzen. Es treten auch keine Plagioklase mit optischen Charakteren jenseits von Andesin auf.

Der grösste Teil der Albite sind optisch negativ. Einzelne Albite zeigen aber deutlich einen optisch positiven Charakter.

Dies zeigt, dass neben Hochtemperatur-Albiten (optisch negativ) auch Tieftemperatur-Albite vorkommen.

Im allgemeinen nimmt man an, dass die Plagioklase vorzugsweise mit weitgehend ungeordneten Al-Si-Verteilung wachsen (Plagioklas-D oder Plagioklas-Hoch). So entstehen unter magmatischen bis hochgradigen metamorphen Bedingungen zuerst "ungeordnete" Mischkristalle, mit sinkender Temperatur und fortschreitender Zeit aber schrittweise übergehend zu den mehr oder weniger stark geordneten Al-Si-Verteilung (Plagioklas-O oder Plagioklas-Tief).

Ungeordnete Zustände können dagegen durch rasche Unterkühlung (z.B. bei vulkanischen Vorgängen) über geologischen Zeiten hin eingefroren werden. Die Mischkristalle von Plagioklas-D trifft man vorwiegend bei den Vulkaniten, Tuffen und z.T. auch Subvulkaniten an. Plagioklas-O kommt dagegen vorwiegend in plutonischen, regional und kontaktmetamorphen Gesteinen vor (TRÖGER, 1967). Nach URUNO (1963) können sie aber auch in hydrothermal veränderten Vulkaniten auftreten.

BASKIN (1956) schreibt, dass autogene Plagioklase meist zu dem "geordneten" Strukturtypus gehören.

Im Dünnschliffbild zeigt der Plagioklas-O folgenden Assoziationen:

- als vereinzelte Komponenten
- als Verwachsungen mit "ungeordnetem" Plagioklas
- als Verwachsungen mit Quarz.

Teilweise sind die Plagioklase mehr oder weniger stark sericitisiert. Fließende Uebergänge zur Grundmasse kann man öfters beobachten. Deutlich kann man die verwitterten Plagioklase von den mehr oder weniger frischen Plagioklasen unterscheiden. Dabei kommen sowohl bei den verwitterten als auch bei den frischen Plagioklasen korrodierte Formen vor. Die verwitterten Plagioklase machen etwa 50 - 75% des Gesamtvolumens der Plagioklase aus.

Die meisten Plagioklase sind unverzwilligt. Vereinzelt sieht man aber Zwillingsbildungen und zwar meist nach dem Albitgesetzes. Eine beginnende Entwicklung zu der Mikroklin-Zwillingsgitterung erkennt man gelegentlich unter den verzwilligten Formen (Fig. 5 und 6).

- Quarzite. Vielfach erkennt man Verwachsungen von deutlich xenomorphen Quarzkristallen. Es handelt sich hier meist um Bruchstücke von Quarziten. Auch hier haben die Quarze eine undulöse Auslöschung. Gelegentlich sieht man auch Verwachsungen von Quarz und Albit. Es kann sich hier auch um Abtragungsprodukte von aplitischen oder rhyolitischen Gesteinen handeln.

RYF (1965, S. 13) erwähnt bei seinen Geröllauszählungen auch die Anwesenheit von Aplitgeröllen. Eindeutige Aplitgerölle konnten im Unter-

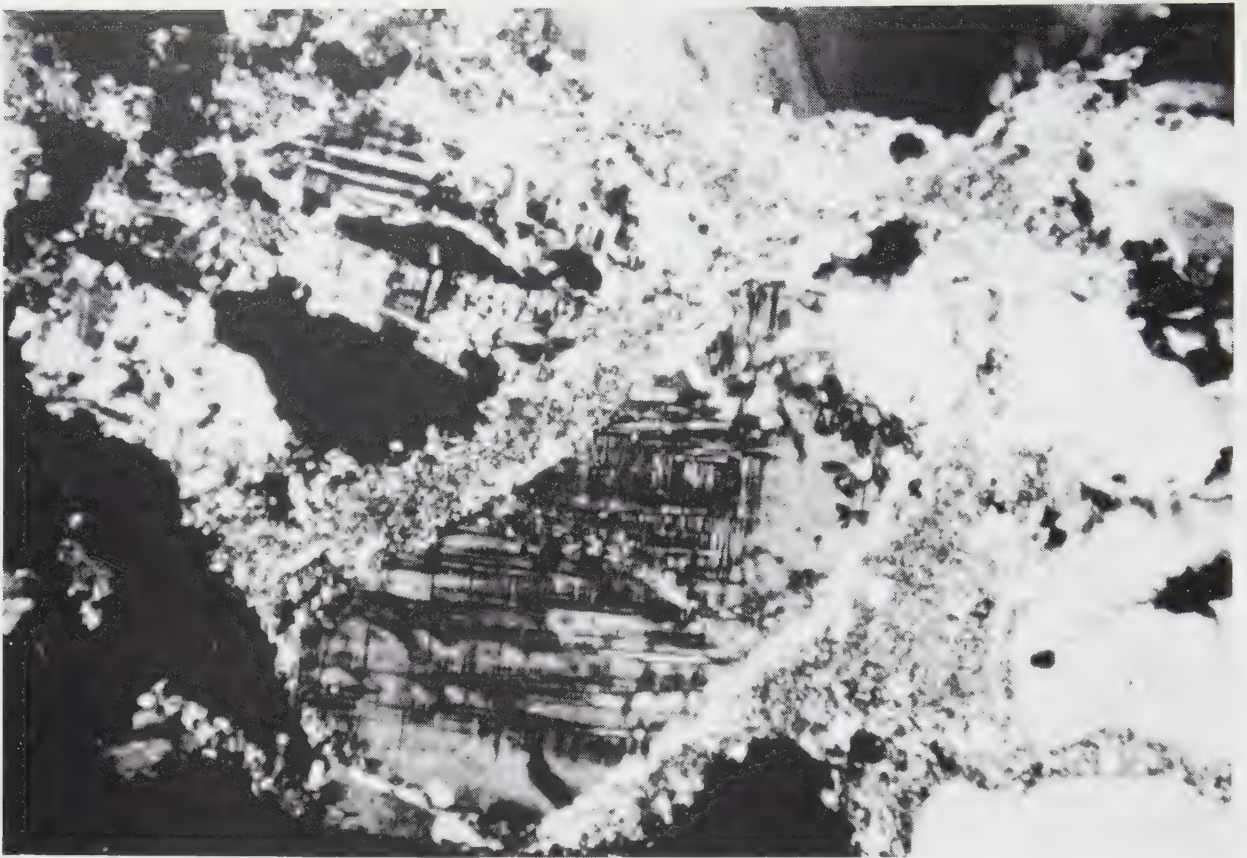


Fig. 5: Beginnende Mikroklinisierung im Ueblital-Sernifit.
X Nicols, 61 x.

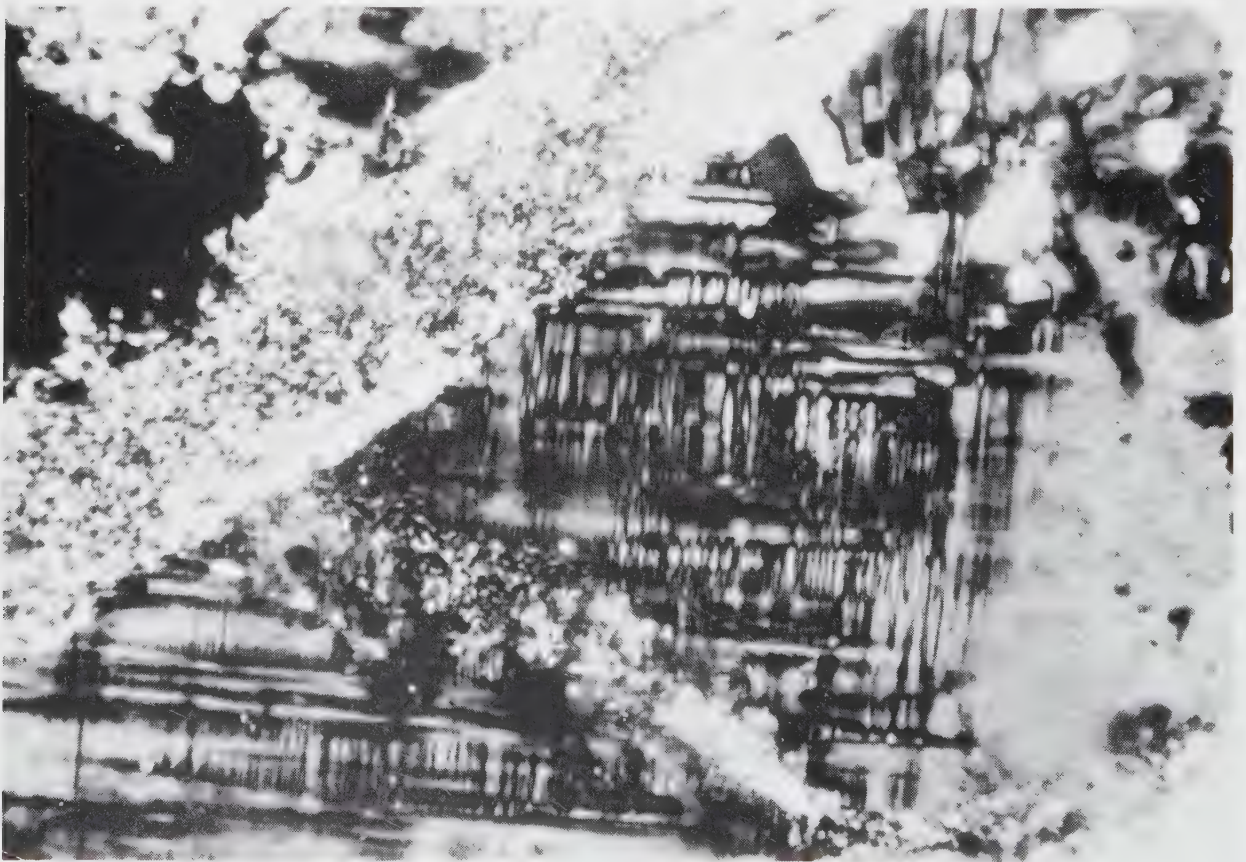


Fig. 6: Dasselbe. 187 x.

suchungsgebiet nicht gefunden werden. Zu bemerken ist noch, dass die Albite einen optisch positiven Charakter besitzen.

- Quarzporphyre. Diese bilden z.T. grössere Gerölle, die meist in der Schieferungsrichtung geplättet sind. Häufig findet man aber nur noch die Mineraltrümmer der Quarzporphyre.

Unter den Mikroskop sieht man als Einsprenglinge hauptsächlich korrodierte Quarze und Plagioklase. Die Korrosionslöcher der z.T. schön idiomorphen Quarze sind öfters von feinkörnigem, xenotopem Quarzgefüge aufgefüllt worden.

Die Matrix ist sehr feinkörnig bis dicht und wird von Quarz, Plagioklas und Sericit gebildet. Wegen der Kompaktion und vor allem wegen der tektonischen Beanspruchung, ist häufig zu sehen, wie die Matrix der Quarzporphyre ohne scharfe Begrenzungen in die Matrix des Sernifites übergeht. Die Umrisse der Gerölle werden undeutlich oder sind überhaupt nicht mehr zu erkennen.

- Spilite. Die Spilitkomponenten bestehen aus Hämatit-Spiliten und Chlorit-Spiliten. Auch diese Komponenten wurden vielfach in der Schieferungsrichtung geplättet. Die Verwitterung dieser Komponenten ist teilweise so stark, sodass man nur noch die stark verwitterten Albittrümmer erkennt.

Die Albite bilden leistenförmige Einsprenglinge. Die Matrix der Hämatit-Spilite besteht fast ausschliesslich aus sehr feinen Hämatit. Bei den Chlorit-Spiliten dagegen besteht die Matrix aus Chlorit und zum Teil auch Sericit.

- Sedimente. Es handelt sich hauptsächlich um braunrötliche Tonschiefer.

Mikroskopisch kann man die einzelnen Mineralien in diesen Tonschiefern nicht mehr erkennen. In der Grundmasse ist z.T. sehr feinausgebildeter Hämatit beigemischt worden. Auch hier sind die Umrisse der einzelnen Gerölle wegen der Kompaktion und der tektonischen Beanspruchung nicht mehr deutlich zu erkennen oder ganz verwischt.

Die Matrix besteht z.T. aus Sericit, der schlierenartig um die einzelnen Komponenten vorkommt. Weiter treten in der Grundmasse sehr kleine Quarz- oder Plagioklaskörnchen auf. Fleckenartig kann auch Chlorit vorkommen und lokal können feine Erzkörner in der Grundmasse verstreut auftreten.

Die Erze zeigen bei Auflicht einen metallischen Glanz. Häufig zeigen einzelne Erzkörner einen braunroten Rand. Zum Teil können aber die Körner übergehen in eine braunrötliche, dichte Masse. Wie die weiteren Ausführungen zeigen, kann es hier sich um eine Umwandlung des Magnetites in Hämatit handeln.

Karbonat fehlt fast ganz oder kommt nur als feine Einschlüsse in Plagioklase und z.T. auch Quarzen vor. Es kann auch sehr feinverteilt in der Grundmasse vorkommen.

Typus 2: *

Im Mikroskop erkennen wir eine etwas dichtere Geröllpackung. Die Korngrößen sind etwas gleichmässiger, wobei man ein deutliches Zurücktreten der mittleren bis feinsandigen Fraktion beobachten kann.

Die Quarze und Quarzite zeigen ein vermehrtes Auftreten der verzwilligten Formen, wobei deutlich auch eine Mikroklin-Zwillingsgitterung auftreten kann. Die Plagioklase zeigen öfters eine undulöse Auslöschung.

Oefters sind auch hier die Umrisse der einzelnen Gerölle von der Kompaktion und der tektonischen Beanspruchung verwischt worden. Im allgemeinen sind die Gerölle ziemlich stark verwittert.

Karbonat kommt im allgemeinen vermehrt vor, neben den Einschlüssen in den Plagioklas- und Quarzkörnern auch feinverteilt in der Matrix. Es kann lokal sogar stark angereichert auftreten, sodass es grössere xenomorphe Kristalle zwischen den einzelnen Komponenten bildet.

*

Um Wiederholungen zu vermeiden, werden bei den folgenden Beschreibungen nur die Unterschiede zu Typus 1 vermerkt.

Die Matrix besteht hauptsächlich aus Sericit. Sie umschliesst öfters schlierenartig die einzelnen Geröllen und Mineralien. Untergeordnet sind kleine Quarz- oder Plagioklassplitter.

Typus 3:

Dieser Gesteinstypus zeigt ein deutliches Zurücktreten der Grundmasse und die weitaus dichteste Geröllpackung. Ebenfalls treten hier die grössten Komponenten im Sernifit auf.

Die Matrix besteht hauptsächlich aus sehr feinkörnigem Quarz oder Plagioklas. Sericit kommt nur untergeordnet vor.

Die Plagioklase zeigen auch korrodierte Formen, wobei die Korrosionslöcher öfters von sekundären Quarz aufgefüllt sind. Sonst sind die Plagioklase meist ziemlich stark sericitisiert. Frische Plagioklase kommen seltener vor, auch sind die Plagioklase meist nicht verzwillingt. Häufig aber kann man beobachten, dass die Quarz- und Plagioklaskörner von einer rötlichen, tonigen Haut (Hämatit?) überzogen sind. In der unmittelbaren Nähe von Hämatit-Splitterkomponenten bemerkt man meist eine intensivere rötliche Färbung.

Muscovit tritt vereinzelt auf, meist in Gesellschaft mit Sericit.

Die Erze kommen feinverteilt in der Matrix vor oder auch als grössere Einsprenglinge. Dagegen fehlt Karbonat fast ganz.

Tabelle 1 gibt eine kurze Charakterisierung der drei Gesteinstypen und ihrer Bindung an bestimmte makroskopische Merkmale sowie stratigraphische Einheiten.

Zu erwähnen wäre noch der Zusammenhang der Korngrösse und die damit in Verbindung stehenden Geröllpackungen.

Es zeigt sich, dass der Gesteinstypus 3 weitaus die dichteste Geröllpackung und die grösseren Komponenten hat. Die beiden anderen Gesteinstypen dagegen besitzen eine lockerere Geröllpackung und auch kleinere Korngrössen. Dies bedeutet, dass der Gesteinstypus 3 die grösste Reliefenergie und der Gesteinstypus 1 die kleinste Reliefenergie entsprechen würden.

Interessant ist, dass der Gesteinstypus 3 im allgemeinen in den unteren Schichten des Sernifites auftritt; der Gesteinstypus 1 dagegen in den jüngeren Schichten (Sernifitschiefer).

Die Faziestypen im Ueblital-Sernifit s.l.

<u>Faziestypus</u>	<u>Makroskopische Merkmale</u>	<u>Mikroskopische Merkmale</u>	<u>Vorkommen</u>
Typus 1	+ deutliche Schichtung. Andeutungen von normalem und inversem Vertikal-sortierung. Rotfärbung ist mehr oder weniger gleichmässig. Vorkommen von vereinzelten, grünlichen Reduktionshöfen.	+ lagige Anordnung der Komponenten. Korngrösse: Bis 20 mm ϕ . Vereinzelt Auftreten von verzwillingten Plagioklasen. Sehr wenig Karbonat. Die Matrix besteht aus Sericit und Quarz oder Feldspat. Vereinzelt Vorkommen von Erzen.	In den Uebergangsschichten zu den Sernifitschiefern und z.T. auch in den eigentlichen Sernifitschiefern.
Typus 2	Keine Schichtung oder sonstige Anordnung der Komponenten zu erkennen. Rotfärbung tritt zurück. Im allgemeinen herrschen graue und grünliche Farben vor.	Etwas dichtere Geröllpackung. Korngrösse: Mittel- bis feinsandige Fraktion tritt stark zurück. Vermehrtes Auftreten von verzwillingten Plagioklasen. Vermehrtes Auftreten von Karbonat. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Sernifit.	Ueblital-Sernifit s.l.
Typus 3	Keine Schichtung oder sonstige Strukturen zu erkennen. Rotfärbungen können lokal, vor allem in den feineren Partien ausgeprägt vorkommen.	Deutlich dichtere Geröllpackung. Korngrösse: Mittel- bis feinsandige Fraktion fehlt fast. Sie kann aber lokal etwas angereichert vorkommen. Komponenten ähnlich wie Typus 1. Die Matrix tritt stark zurück und wird fast ausschliesslich von Quarz oder Feldspat gebildet. Vorkommen von Erzen und Karbonat.	Hauptsächlich in den unteren Schichten des Ueblital-Sernifites s.l.

Es zeigt sich, dass der Ueblital-Sernifit s.l. im allgemeinen aus Abtragungsprodukten von Eruptiva, Sedimenten und untergeordnet plutonischen Gesteinen besteht. Das Mengenverhältnis der Komponenten in den verschiedenen Schichten des Ueblital-Sernifites s.l. zeigt die Tabelle 2. Es erweist sich, dass die Verhältnisse im makroskopischen und im mikroskopischen Bereich nicht ähnlich sind.

Im Dünnschliff bemerkt man, dass der grösste Teil der Mineralbruchstücke eindeutig von Vulkaniten abstammt, was auch der starke Mengenanteil der korrodierten Quarze zeigt. Daneben treten sehr oft Trümmer von Quarziten auf, wobei man berücksichtigen muss, dass einige der Körneraggregate, die Verwachsungen mit Feldspäten zeigen, von Gangquarzen, die den Rhyolithen zugeordnet sind, herkommen können.

Deutliche Mineralbruchstücke aus plutonischen Gesteinen sind dagegen schwierig zu erkennen. Die Frage, welche Mineralien aus Vulkaniten bzw. plutonischen Gesteinen stammen, kann nicht immer eindeutig entschieden werden. Dies zeigen z.B. die verschiedenen Plagioklase.

Die Anwesenheit von Plagioklas-D (optisch negativ) lässt wahrscheinlich auf die Abtragung von Vulkaniten schliessen.

Der Plagioklas-O (optisch positiv) ist dagegen schwieriger zu deuten. Für die Herkunft dieser Plagioklase bestehen folgenden Möglichkeiten:

- Es sind Abtragungsprodukte von plutonischen Gesteinen (Granite, Aplite),
- es sind Abtragungsprodukte von Sedimenten,
- sie können bei der Albitisierung der Spilite oder
- auch authigen entstanden sein (BASKIN, 1956).

Wichtig für die Deutung dieser Plagioklas-O ist ihre Assoziation mit anderen Mineralien (S. 23). Es ist aber noch dazu zu bemerken, dass dieser "geordnete" Strukturtypus der Plagioklase mengenmässig nur sehr untergeordnet ist.

Auch die Anwesenheit von Mikroklinen kann in diesem Falle wenig aussagen, da auch Sanidine ("ungeordneter" Strukturtypus), z.B. aus den permischen Rhyolithen, im Laufe der geologischen Zeiten, namentlich bei der immerhin

spürbaren alpinen Metamorphose, in Mikrokline ("geordneter" Strukturtypus) übergehen können. Dies zeigt sich vor allem in der beginnenden Mikro-klinisierung (Fig. 5).

Tabelle 2. Das Mengenverhältnis der Komponenten in den verschiedenen Schichten des Ueblital-Sernifites s.l.

	I		II
Uebergangsschichten [∇]	$V < S + G$	$G = 9 - 10\%$	$V > S + G$
Ueblital-Sernifit s.s.			
oben	$V << S + G$	$G < 1\%$	$V > S + G$
unten	$V < S + G$		$V >> S + G$

V = Vulkanitkomponenten
S = Sedimentkomponenten
(inkl. Quarzite)

G = Komponenten von rosarotem
Granit

I zeigt das Verhältnis im makroskopischen Bereich (Korngrösse 5 - 15 mm Ø)
II zeigt das Verhältnis im mikroskopischen Bereich (Korngrösse 10 - 1 mm Ø)

[∇] Bei der Auszählung der Komponenten in den Uebergangsschichten wurden auch kleinere Gerölle berücksichtigt (mittlere Durchmesser der Komponenten 2 - 10 mm).

2.2.4. Detailprofile und lokale Beschreibungen

a. Profil 1: Detailprofil durch die Sernifitschiefer.
 K 726 650 / 202 775 / 1680 m.

Unten:

1. Mehr oder weniger massige Konglomeratbank.
(Uebergangsschichten zu den Sernifitschiefern).
2. 1.50 m Feinkonglomeratische bis grobsandige Schiefer. Sie sind meist braunrot gefärbt, wobei aber öfters auch hellgrüne Ausbleichungen vorkommen. Gbkonglomeratische Komponenten kommen verstreut vor. Diese bestehen hauptsächlich aus Quarzporphyr- und Hämatit-Spilit-Geröllen. Vereinzelt treten auch rosarote Komponenten von Granit und dunkelgrau Tonschiefer auf.
3. 3.00 m Rascher Uebergang in grobsandige bis siltige Schiefer, die leicht-violett gefärbt sind. Gelblichweisse Partien treten unregelmässig auf. Vermehrtes Auftreten von kleineren dunkelgrauen Schieferkomponenten. Karbonat kommt feinverteilt in der siltigen Matrix vor.
4. 0.50 m Grobsandige Schiefer, mit unregelmässig verteilten Geröllen. Diese bestehen hauptsächlich aus Vulkaniten. Hellgrüne Verfärbungen treten vermehrt auf. Der Anteil an tonigen Partien wird grösser.
5. 1.00 m Feinsandige bis siltige Schiefer, die im allgemeinen dunkelviolett gefärbt sind. Lithologische Ausbildung wie (3), aber ohne Karbonat.
6. 0.30 m Helle, gelblich-weisse Siltschiefer.
7. 0.50 m Feinkonglomeratische bis grobsandige Schiefer, meist braunrot. Zusammensetzung der Komponenten ähnlich wie bei (2). Diese Schichten sind stark von Quarzadern durchsetzt.
8. 2.00 m Siltige Schiefer von dunkelrot-violetter Farbe. Tonige Einlagerungen sind sehr häufig.

9. Dunkelviolette, dichte Tonschiefer. Diese gehören schon zu der unteren Mären-Serie.

Die Mächtigkeit der Sernifitschiefer beträgt im Norden des Untersuchungsgebietes etwa 2 m. Gegen Süden kann man eine Mächtigkeitszunahme feststellen, dass dadurch bedingt ist, dass sie den Ueblital-Sernifit s.s. gegen das Beckeninnere zu seitlich ersetzen. Die Mächtigkeit beträgt hier maximal 100 m.

Interessant sind die deutlich grösseren rosaroten Granitgeröllen in den Sernifitschiefern. In den Uebergangsschichten, sowie im Ueblital-Sernifit s.s. sind diese granitischen Gerölle im allgemeinen viel kleiner und treten nur vereinzelt auf (vgl. S. 30, Tabelle 2).

- b. Die Uebergangsschichten zu den Sernifitschiefern beim Schwirrenbruch.
K. 726 700 / 202 700 / 1640 m.

Im Gelände sind es feinkonglomeratische bis sandige Gesteine, die schwach geschiefert sind. Die Gerölle sind meist in der Schieferungsebene geplättet. Erst im Anschliff kann man erkennen, dass eine bestimmte Anordnung der Komponenten vorhanden ist (S. 20).

Im Gelände stellt man einen unregelmässigen Wechsel von schiefrigen und grobdetritischen Bänken fest. Die letzteren messen in der Regel ca. 5 m und zeigen oft symmetrische Korngrössenanordnung, indem die grössten Komponenten (> 20 mm) auf die Mitte der Bank beschränkt sind; gegen oben und unten wird das Material rasch feiner.

Durchschnittlich beträgt die Mächtigkeit einer solchen Sequenz 8 - 9 cm. Diese Sequenzen sind im Anschliff gut zu erkennen. Es wurde immer von dem unteren Grenze des grobkörnigen Horizontes, den wir als G bezeichnen wollen, bis zum nächsten unteren Grenze von G gemessen. Dabei beträgt der mittlere Wert dieser Mächtigkeiten von G etwa 6 - 7 cm.

Die feineren Partien, die wir als F bezeichnet haben, sind in der Regel weniger mächtig; der mittlere Wert davon beträgt etwa 2 - 3 cm (Fig. 4). Die Uebergänge der gröberen Partien zu den feineren Partien sind mehr oder weniger scharf. Eine systematische graduelle Korngrössenabnahme oder -zunahme in lateraler oder auch vertikaler Richtung kann man in diesen Schichten nicht beobachten.

Diese unregelmässigen Vertikalsortierungen finden sich vor allen in den

Sernifitschiefern oder in den Uebergangsschichten, d.h. in den feinkörnigeren Anteilen des Ueblital-Sernifites s.l.

c. Beobachtungen im Ueblital-Sernifit s.s. überhalb Kies.

K. 726 125 / 202 625 / 1320 - 1540 m.

1. Der Lochseitenkalk ist auf 1320 m Höhe im Widersteinerbach aufgeschlossen mit ca. 1.20 m Mächtigkeit. Er liegt somit etwas höher als OBERHOLZER in seiner "Geologischen Karte des Kantons Glarus" eingezeichnet hat.
2. Ueber dem Lochseitenkalk kommen braunrote bis dunkelviolette Schichten. Sie sind mehr oder weniger geschiefert, wobei die Komponenten oftmals in der Schieferungsebene geplättet sind. Als wichtigste Komponenten erkennt man Hämatit- und Chlorit-Spilite, lauchgrüne Quarzporphyre und braunrote Tonschiefer. Vereinzelt treten kleinere, ziemlich gut gerundete Granitgerölle auf. Die Komponenten können einen maximalen Durchmesser von 10 cm erreichen, die mittlere Korngrösse beträgt aber zwischen 3 und 5 cm Ø. Neben den milchig-weissen Quarztrümmern treten vereinzelt auch glasklare Quarze auf.
Karbonat kann in der Matrix fein verteilt sein oder bildet vereinzelt auch Knollen.
Charakteristisch für diese Schichten sind die linsigen Einlagerungen von siltigen bis tonigen Partien, die im allgemeinen eine intensivere rötliche Färbung haben.
Diese Linsen haben eine Mächtigkeit von etwa 0.5 bis 1.00 m und haben höchstens eine Länge von 3 bis 4 m. Dadurch können sie eine Art von Bänderung hervorrufen.
3. Es findet ein allmählicher Uebergang statt zu den rötlich-violetten, grobsandigen bis siltigen Schiefer. Die tonreicheren Partien sind im allgemeinen stärker geschiefert und können Mächtigkeiten von 1 - 2 m und Längen von 3 - 5 m erreichen. Neben den milchig-weissen Quarzen treten auch hier glasklaren Quarzen auf. Unregelmässige Bleichungszonen kommen verstreut vor.
Innerhalb dieser Schichten liegt eine etwa 2 m mächtigen grobkon-

glomeratische, gelblich-weiße Bank. Sie enthält deutlich mehr Karbonat. Die Komponenten werden hauptsächlich von Hämatit-Spiliten und rosaroten Graniten gebildet. Daneben kann man auch hellgrüne Quarzporphyre und vereinzelt auch Chlorit-Spilite als Komponenten erkennen.

4. Die grobsandigen bis siltigen Schiefer (3) gehen allmählich über in die deutlich tonigen Schiefer der unteren Mären-Serie.
(Gesamtmächtigkeit des Ueblital-Sernifites: ca. 270 m).

2.2.5. Bemerkungen zur Korrelation

- a. Die Verteilung der Komponenten im Ueblital-Sernifit.

Die Verteilung der Komponenten zeigt lokale Schwankungen (Fig. 7). Auch die mittleren Mengenverhältnisse der Komponenten zeigen keine gleichmässige Verteilung.

Auf Grund des Verhältnisses zwischen Vulkanitkomponenten und Sedimentkomponenten lässt sich der Ueblital-Sernifit des östlichen Freiberg am ehesten mit demjenigen in der südlichen Gufelstock-Gruppe vergleichen (Tabelle 3).

Aus der Tabelle ist ebenfalls ersichtlich, dass ähnliche Verhältnisse im nördlichen Gufelstockgebiet, Murgtalgebiet und westlichen Gulderstockgebiet herrschen.

Figur 7 gibt ausserdem noch eine Darstellung über die Verteilung der Komponenten in den einzelnen Schichten oder bestimmten Bereichen des Ueblital-Sernifites.

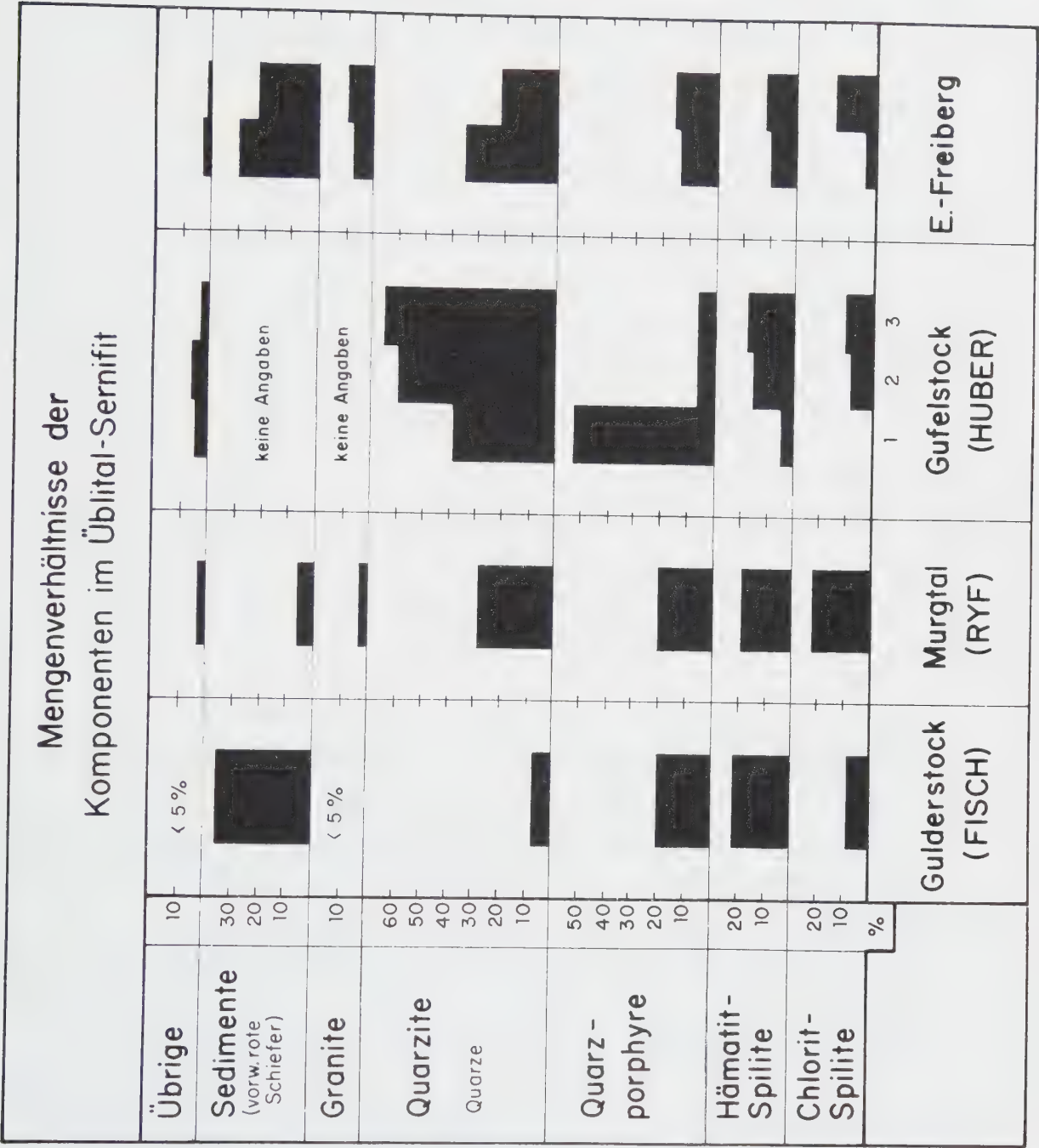


Fig. 7

Tabelle 3. Die mengenmässige Verteilung der Vulkanit- und Sedimentkomponenten im Ueblital-Sernifit (in %).

Gebiet	Vulkanite	Sedimente	Granite
Murgtal (RYF)	61 (20.5)	36	3.5
Gulderstock (FISCH)			
SE Widersteinerhüttli	51 (20)	46	2
Gufelstock (HUBER)			
Hangeten	57 (52)	38	
Hellbach / Wart	31 (6)	64	
Oestlicher Freiberg (NIO)	34 (12)	60	9

Bei den Vulkanitkomponenten sind zwischen Klammern die Prozentzahlen des Quarzporphyranteiles angegeben.

b. Korngrössen und Mächtigkeiten im Ueblital-Sernifit.

Im östlichen Glarner Freiberg kann man im allgemeinen eine Korngrössenabnahme gegen S beobachten; gleichzeitig nimmt die Mächtigkeit gegen S und E ab.

Auch FISCH konnte im Gulderstockgebiet eine Mächtigkeitsabnahme und eine gleichzeitige Korngrössenabnahme von W nach E feststellen. Im nördlichen Teil des Gufelstockgebietes konnte HUBER noch Komponenten von etwa 60 cm Ø beobachten, stellte aber ebenfalls eine deutliche Korngrössenabnahme gegen E fest. Im Gufelstockgebiet war eine eindeutige Aenderung der Korngrösse in nord-südlicher Richtung nicht zu beobachten. Somit können wir feststellen, dass im allgemeinen eine Abnahme der Korngrösse in östlicher Richtung und südlich des Sernf auch in südlicher Richtung stattfindet.

Die maximale Mächtigkeit des Ueblital-Sernifites wird im SW Teil des Gufelstockgebietes erreicht, wo er mehr als 1000 m misst. Grosse Mächtigkeiten erreicht der Sernifit auch im nördlichen Teil des Glarner Freiberges. Aus der Konstruktion der Glarner Hauptüberschiebungsfläche (FISCH, 1961), muss im Murgtal die Basis des Ueblital-Sernifites noch etwa 300 m unter der Talsohle liegen (RYF, 1965).

2.2.6. Betrachtungen zur Genese des Ueblital-Sernifites

Auf Grund der Mächtigkeits- und Korngrössenvariationen im Ueblital-Sernifit steht es zweifellos fest, dass er zur Hauptsache vom nordwestlichen Rand des Verrucanotroges her gegen das zentrale Becken geschüttet wurde. Dabei handelt es sich nicht um einen einzigen Schüttungsvorgang. Aus der Verteilung der Komponenten, Mächtigkeiten und Korngrössen lassen sich mehrere Schüttungsfächer erkennen.

So enthält der Ueblital-Sernifit z.B. im nördlichen Gufelstockgebiet (Hangeten) einen überdurchschnittlich hohen Anteil an Quarzporphyrkomponenten, sodass wir annehmen können, dass hier eine lokale, quarzporphyrreiche Schüttung stattgefunden habe.

Wie schon erwähnt wurde, sind Mineraltrümmer, insbesondere korrodierte Quarze, aus diesen Quarzporphyren in den jüngeren Schichten und in der beckeninneren Fazies (Sernifitschiefer) des Sernifites noch stark verbreitet, während die gröberen Quarzporphyrkomponenten hier zurücktreten.

Ein Teil der Quarztrümmer in den jüngeren Schichten des Sernifites könnte auch ein Abtragungsprodukt von älteren, quarzporphyrreichen Schuttfächern sein. Im Sernifit treten öfters braunrote Tonschieferkomponenten auf, welche sich von den Tonschiefern innerhalb des Verrucano nicht unterscheiden. Dies kann möglicherweise darauf hinweisen, dass die Ablagerungen mehrfach umgelagert worden sind.

Der Mechanismus des Ablagerungsvorganges wurde schon von OBERHOLZER (S. 208, 1933) diskutiert. Er konnte sich eine solche Anhäufung von mächtigen Ablagerungen ohne Mitwirkung von Wasser nicht erklären, vermisste aber anderseits die charakteristischen Merkmale für fluviatilen Transport.

FISCH (S. 26, 1961) nahm an, dass diese mächtigen Ablagerungen durch so-

nannte "Sheetfloods" oder auch "Mudflows" entstanden seien.

Rezente derartige Ablagerungen wurden vor allem in Nordamerika von BLACKWELDER (1928), ECKIS (1928), BUWALDA (1951) und BLISSENBACH (1954) beschrieben. DENNY (1967) untersuchte neuerdings vor allem die dynamischen Aspekte bei der Bildung solcher Schüttungsfächer.

Die typischen Merkmale der Sheetflood-Ablagerungen sind ihre beschränkte laterale Ausdehnung. Der Ablagerungsvorgang wird charakterisiert durch einen raschen Ablauf des Fliessens.

Kurzfristige, aber ausserordentlich intensive Niederschläge verwandeln den Verwitterungsschutt in eine mehr oder weniger viskosen Strom, worin auch sehr grosse Blöcke in einer Suspension von feinen Gesteinstrümmern und Wasser ohne nennenswerte Abrasion transportiert werden können. Diese Ablagerungen bilden also fächerförmige, grobdetritische Ablagerungen. Die Sortierung der Komponenten ist meist nicht sehr gut und die Komponenten sind meist schlecht gerundet, obwohl in bestimmten Teilen solcher Schüttfächer auch relativ gutgerundete Komponenten auftreten können.

Andeutungen von dachziegelartiger Einregelung der Komponenten oder von alten Erosionsrinnen können durch Sheetfloods oder auch durch sogenannte "Streamfloods" (BLISSENBACH) entstanden sein. Diese "Streamfloods" beschränken sich auf die Rinnen innerhalb der Schüttfächer und sind charakterisiert durch plötzliches Auftreten von flutartigen Wassermengen. Solche Ablagerungen haben in Unterschied mit den Sheetflood-Bildungen vor allem eine lineare Verbreitung.

Unsere Beobachtungen lassen die von FISCH (S. 26, 1961) für die Entstehung der Sernifite aufgestellten Theorie als plausibel erscheinen.

2.2.7. Die stratigraphische Einordnung des Ueblital-Sernifites

Wie schon im Anfang erwähnt wurde, bestehen in der stratigraphischen Gliederung des Verrucano zwischen SCHIELLY (1964) einerseits und FISCH (1961) und HUBER (1964) anderseits verschiedene Ansichten. Diese beruhen sich hauptsächlich in der Frage der stratigraphischen Einordnung der Sernifite.

Das Vorkommen von Spilittrümmern im Sernifit wurde als Argument für ein verhältnismässig junges (Post-Mären-Serie) Alter der Sernifite herangezogen (TRÜMPY in BRÜCKNER et al., 1958). Gegen diese These, die noch von SCHIELLY (1964) vertreten wurde, sprechen aber folgende Punkte:

- Die Eruptivgesteine im Untersuchungsgebiet und auch in den angrenzenden Gebieten werden von einem hauptsächlich feindetritischen Formationsglied (die Foostock-Schiefer oder untere Mären-Serie) unterlagert, welches seinerseits dem Ueblital-Sernifit normalstratigraphisch aufliegt.
- Im Glarner Freiberg liegen die Spilite im südlichen Teil des Verrucano-Troges. Der Sernifit wurde aber hauptsächlich aus westlicher bis nordwestlicher Richtung geschüttet.

Es stellt sich die Frage, ob ältere Spilitergüsse in der unmittelbaren Nähe des Verrucano-Troges vorhanden sein können. Bei einer paläogeographischen Rekonstruktion des Glarner Verrucano-Grabens würden die Spilite bei Tamins (HÜGI, 1941) etwa NW vom Verrucano-Trogrand liegen (FISCH und RYF, 1966; TRÜMPY, 1968). Es scheint daher möglich, den grössten Teil der Spilitrümmer im Ueblital-Sernifit aus diesem Gebiet zu beziehen.

Im übrigen dürfte auch während der Ablagerung des Ueblital-Sernifites eine rege vulkanische Tätigkeit im Trog selbst geherrscht haben. Dies zeigt das Vorkommen von basischen Vulkaniten innerhalb des Sernifites (AMSTUTZ, S. 21, 1954; HUBER, S. 21, 1964; FISCH, S. 27, 1961; SCHINDLER, 1959).

Der Ueblital-Sernifit ist somit im Untersuchungsgebiet als stratigraphisch älteste Formation im Verrucano zu betrachten. Die Ansichten SCHIELLYs hinsichtlich der stratigraphischen Stellung der Sernifite würden ausserordentliche tektonische und paläogeographische Komplikationen implizieren, welche im Untersuchungsgebiet nicht nachweisbar sind.

Die von FISCH postulierte stratigraphische Einordnung der Sernifite in verschiedene Horizonte, welche teils älter, teils gleichaltrig und teils jünger als die Mären-Serie sind, ist im Prinzip richtig.

Das Problem der Sernifite wird in einem späteren Kapitel (S. 102) eingehender diskutiert.

2.3. DIE MAEREN-SERIE

2.3.1. Allgemeines

Die Mären-Serie besteht zur Hauptsache aus violetten Silt- und Tonschiefern, welche öfters Sandsteinbänke eingelagert sind. Andererseits bilden die

Eruptivgesteine mit ihren Tuffen und Tuffiten einen wichtigen Bestandteil dieser Formation, namentlich deren oberer Glieder.

Als Typuslokalität bezeichnete FISCH die Märenegg auf der Ostseite des Krauchtales. Die Mären-Serie unterteilt er in Foostock-Schiefer (unten) und Grisch-Schichten (oben).

Die F o o s t o c k - S c h i e f e r bestehen hauptsächlich aus hellgrünen Phylliten und grauen bis blauvioletten Tonschiefern. Nach oben schalten sich sandigere Schichten und Siltschiefer ein.

Die G r i s c h - S c h i c h t e n (WYSSLING, 1950), bestehen aus einer Folge von violetten und grünlichen Tonschiefern mit Karbonatschmitzen und -knollen. Charakteristisch für dieses Formationsglied ist das Auftreten von Vulkaniten. FISCH beschrieb ferner ein Vorkommen von rötlichen Sandsteinen im Norden seines Untersuchungsgebietes.

Die Mären-Serie wurde im östlichen Glarner Freiberg in die folgenden Formationsglieder unterteilt:

a. Die untere Mären-Serie oder Foostock-Schiefer

Sie besteht hauptsächlich aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern, Phylliten und Siltschiefern, wobei öfters feinkonglomeratistische bis sandige Schichten zwischengeschaltet sind. Karbonat kommt in bestimmten Horizonten in Form von Linsen und Knollen vor.

b. Die obere Mären-Serie oder Grisch-Schichten

Sie besteht einerseits aus einer Folge von Silt- und Tonschiefern und Phylliten; andererseits bilden die Eruptivgesteine mit ihren dazugehörigen Tuffen und Tuffiten einen wichtigen Bestandteil dieses Formationsglieds. Charakteristisch für die Grisch-Schichten im Freiberg sind die aquatischen Einschaltungen. Diese Horizonte, die S o n n e n b e r g - H o r i z o n t e, kommen hauptsächlich zwischengeschaltet in den Laven vor. Es sind dunkelgraue bis schwarze Schiefer oder auch etwas massigere Sandsteine.

Die untere Mären-Serie oder Foostock-Schiefer ist fast ausschliesslich detritisch. Die Grisch-Schichten dagegen enthalten neben den Eruptivgesteinen auch aquatische Einschaltungen.

2.3.2. Verbreitung

Die Mären-Serie bildet im Untersuchungsgebiet überall das Hangende des Ueblital-Sernifites s.l. Die Grenze dieser beiden Formationen ist schwierig zu ziehen, da im ganzen Untersuchungsgebiet ein stratigraphischer Uebergang vorhanden ist. Die Grenzziehung wurde im allgemeinen unmittelbar unterhalb des ersten durchgehenden, dunkelvioletten Tonschiefer-Horizontes vorgenommen.

Die Grenze zwischen der unteren und oberen Mären-Serie ist ebenfalls ein stratigraphischer Uebergang. Hier wurde die Grenze unmittelbar über einer Wechsellagerung von hellgrünen und rotvioletten Phylliten gelegt. Wo diese monotonen Phyllite fehlen, wird die Grenze direkt unterhalb der ersten Lavabänke oder Tuffhorizonte gezogen.

Im allgemeinen ist die untere Mären-Serie im Untersuchungsgebiet nicht besonders mächtig. Im Norden des Untersuchungsgebietes beträgt ihre Mächtigkeit ± 50 m; im Süden dagegen etwa ± 100 m.

Das gesamte Plateau von Vorder und Hinter Matt und ein Teil der Wildmad wird von diesen Schichten gebildet.

Die obere Mären-Serie zeigt grössere Mächtigkeitsschwankungen. Im Gebiet des Hellhorns ist ein geringmächtiger Rest von oberer Mären-Serie erhalten, der tektonisch zur Glarner-Decke gehört.

Die obere Mären-Serie der Verrucano-Stammdecke enthält neben dem mächtigen Vulkanit-Vorkommen des Glarner Freiberges noch mehrere Horizonte von aquatischen Ablagerungen. Am besten sind diese Horizonte in der Karrenstock-Berglihorn-Region entwickelt. In der Bleistock-Region werden diese Horizonte von einer Karbonatbank charakterisiert. Stark reduziert treten diese Sonnenberg-Horizonte noch in der Schwarzschingel-Region auf.

2.3.3. Lithologie der unteren Mären-Serie

Die untere Mären-Serie besteht hauptsächlich aus detritischen Ablagerungen. Sie ist als eine Wechsellagerung von Phylliten, Silt- bis Tonschiefern und vereinzelt vorkommenden Sandsteinhorizonten charakterisiert.

Die Phyllite und Tonschiefer bilden die Hauptmasse der unteren Mären-Serie. Eine Schichtung oder sonstige Strukturen kann man in diesen Schichten nicht mehr nachweisen; falls sie überhaupt existieren, wurden sie durch die

Druckschieferung verwischt.

Die Farben wechseln von dunkelviolett, blau- bis grauviolett und grau, wobei öfters aber Einschaltungen von hellgrünen Schichten auftreten können.

Eine mikroskopische Untersuchung dieser Tonschiefer gestaltet sich wegen der feinen Ausbildung der Komponenten ausserordentlich schwierig. Es wurden aber solche Tonschiefer mikroskopisch untersucht, in welchen gröbere Komponenten in Sand- bis Siltgrösse diffus in der feinen Matrix verteilt sind.

Bei den Komponenten handelt es sich hauptsächlich um Trümmer von Quarz und Feldspat (höchstwahrscheinlich Albit). Es sind meist splitterige Quarze, wobei vereinzelt auch korrodierte Formen auftreten können. Alle Quarze zeigen undulöse Auslöschung.

Die Albite sind teilweise stark zu Sericit verwittert worden und sind nur selten verzwillingt.

Die wenigen Muscovite sind meist in der Schieferungsebene eingelegt. Kennzeichnend ist das Auftreten von Chlorit. In den dunkelvioletten Schichten ist er nicht stark verbreitet und tritt fast immer mit Sericit, z.T. auch feinverteilt in der Matrix auf. Ob sich die Chlorite während der Diagenese oder während der Metamorphose gebildet haben, ist schwer zu entscheiden.

Die Matrix besteht aus Hämatit, Sericit und teilweise auch Karbonat.

Die Karbonate spielen in der Mären-Serie eine wichtige Rolle. In den siltig-tonigen Schiefen der unteren Mären-Serie treten sie folgendermassen auf:

- Feinverteilt in der Matrix, wo sie teilweise grössere Kristalle bilden können.
- In vereinzelter Schichten können sie sehr angereichert sein, so dass man im Mikroskop eine Wechsellagerung von karbonatarmen und karbonatreichen Lagen erkennen kann. In den karbonatreichen Partien kommt das Karbonat aber immer feinverteilt in der Grundmasse vor.

- Karbonatlinsen oder -knollen kommen öfters in den Tonschiefern vor. Hier bilden die Karbonate grössere Kristalle. Vereinzelte Quarztrümmer können im Karbonat vorkommen.

Charakteristisch für die untere Mären-Serie sind die verschiedenen Einschaltungen von sandigen Schichten, die vor allem auf den Matten gut entwickelt sind. Zwei solche Horizonte sind auf 2070 bzw. 2150 m Höhe auf eine längere Distanz gut zu verfolgen. Ihre Mächtigkeit ist mehr oder weniger konstant (2 - 3 m). Neben diesen beiden Sandsteinhorizonten kommen zusätzlich noch mehrere, unregelmässige Einschaltungen von sandigen Partien vor.

Im allgemeinen sind es grobsandige Schichten (bis etwa 2 mm Ø), wo auch gröbere Komponenten (bis 30 mm Ø) verstreut auftreten können. Die tieferen Sandsteinhorizonte sind im allgemeinen etwas grobkörniger als die höheren.

a. Der untere Sandsteinhorizont

Vereinzelte Vulkanitgerölle sind makroskopisch noch gut zu erkennen. Lithologisch bestehen noch grosse Ähnlichkeiten mit dem Ueblital-Sernifit. Als gröbere Komponenten erkennt man unter dem Mikroskop vor allem Hämatit-Spilite und Quarzite. Die Spilitkomponenten sind meist relativ gut gerundet; im Gegensatz mit den Quarzitkomponenten, die eckig bis kantengerundet sind.

Im Vergleich zum Ueblital-Sernifit treten aber weniger korrodierte Quarze auf (Tabelle 4).

Die Albite sind meist verzwillingt und relativ frisch. Muscovit tritt vereinzelt auf und ist meist vergesellschaftet mit den Quarzittrümmern. Ähnlich wie beim Ueblital-Sernifit können diese Quarzitkomponenten Abtragungsprodukte von Sedimenten oder aplitischen Gesteinen sein. Andererseits zeigen einige Körneraggregate Verwachsungen mit Feldspäten und könnten auch Abtragungsprodukte der Gangquarze, die den Rhyolithen zugeordnet sind, darstellen.

Die Matrix tritt stark zurück; sie wird von feinkörnigem Quarz oder Feldspat gebildet. Feinverteilt zwischen den einzelnen Komponenten kann aber auch braunroter Hämatit vorkommen.

b. Der obere Sandsteinhorizont

In diesem Horizont fehlen die gröberen Gerölle fast ganz und die Korngrösse ist gleichmässig. Grauviolette bis blauviolette Farben herrschen vor. Mikroskopisch erkennt man hauptsächlich splitterige Quarze und/oder auch Feldspat. Als vereinzelte grössere Komponenten treten die korrodierten Quarze auf.

Vulkanisches Material ist nur noch durch die wenigen, korrodierten Quarzkörner vertreten.

Karbonat, fein verteilt in kleineren Körnern, ist etwas häufiger als unten. Die korrodierten Quarze können zum Teil von kleineren Karbonatkörnern durch werden. Vereinzelt kann auch noch Muscovit auftreten.

Die Matrix ist tonig und enthält häufig Hämatit als Beimischung.

Interessant sind in dieser Schicht die Andeutungen von sedimentären Strukturen.

Man erkennt eine regelmässige Anordnung von feineren (feinsandigen bis siltigen) Einschaltungen in den gröberen Partien. Dieser Art von Feinschichtungen veranlassten SCHIELLY (1964), WYSSLING (1950) und RYF (1965) zur Annahme einer aquatischen Bildungsweise der Mären-Serie. Man muss aber berücksichtigen, dass diese sandigen Sedimente mittels Schlammströme im Beckeninneren des Troges abgelagert wurden, sodass ähnliche Strukturen wie in den Sernifitschiefer entstehen können. Wichtige Schlüsse hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen der Mären-Serie kann man aus diesen Strukturen nicht ziehen, da das Clivage sonstige Strukturen in den siltig-tonigen Schiefern ohnehin unkenntlich gemacht hat.

Tabelle 4. Mengenverhältnisse der korrodierten (A) und splitterigen (B), z.T. kantengerundeten Quarze im Ueblital-Sernifit s.l. und in der unteren Mären-Serie (in %)

Formation / Schichten	A	B
Oberer Sandsteinhorizont der unteren Mären-Serie	4	96
Unterer Sandsteinhorizont der unteren Mären-Serie	18	82
Sernifitschiefer (Ueblital-Sernifit)	45	55
Ueblital-Sernifit s.s.	62	38

Es wurden, soweit es möglich war, immer 100 Quarzkomponenten gezählt. Da die Zählungen an Hand von wenigen Dünnschliffen gemacht wurden, geben diese Resultate kein genaues Bild der wirklichen Mengenverhältnisse. Das Zurücktreten der korrodierten Quarze gegen oben ist aber ein auffallendes Merkmal.

Feinkörnige, monotone Tonschiefer und Phyllite sind in der unteren Mären-Serie weit verbreitet. Dunkelviolette bis grau-blauviolette Tonschiefer werden öfters unterbrochen von hellgrünen Bleichungszonen. Die Phyllite sind meist etwas dunkler getönt.

Bei den chemischen Analysen von zwei unmittelbar aneinander grenzenden hellgrünen und dunkelvioletten Schichten zeigt es sich, dass die Farbänderungen in direkter Beziehung mit der Oxydationsstufe des Eisens stehen (siehe NIO und SIEGENTHALER, in Vorbereitung). Dabei bleibt der totale Eisengehalt in den beiden Schichten mehr oder weniger gleich:

Tabelle 5

	Dunkelviolette Tonschiefer	Hellgrüne Tonschiefer
Fe^{2+}	2.44	5.31
Fe^{3+}	4.56	1.64
Gesamt Fe als Fe_2O_3	7.27	7.53
Na_2O	1.5	1.6
K_2O	3.9	3.8
MgO	2.21	2.19
CaO	0.98	1.24

Die übrigen Kationen zeigen, vielleicht mit Ausnahme des Ca keine Signifikante Unterschiede zwischen den beiden Gesteinen (siehe Tabelle oben). Wegen der dichten Ausbildung dieser Gesteine konnte man sie nicht mikroskopisch untersuchen. Es ist aber anzunehmen, dass beide Schichten annähernd die gleiche Lithologie haben. Im Gelände sind sonst keine lithologischen Grenzen oder grössere tektonische Bewegungsflächen zu erkennen.

2.3.4. Detailprofile und lokale Beschreibungen

Profil 2. Detailprofil durch die untere Mären-Serie beim Schafchopf.
K. 726 875 / 202 750 / 1800 m.

Unten: Schutt

1. 10 m Dunkelviolette bis grauviolette Phyllite. Vereinzelt unregelmässige, hellgrüne, fleckenartige Bleichungszonen.

2. 3 m Grobsandige, braunrote Schiefer.⁰
3. 15 m Dunkelrot-violette, siltige bis tonige, glimmer-führende Schiefer.
4. 10 m Dunkelviolette, siltige bis tonige Schiefer, ähnlich (3), enthalten aber zusätzlich etwas bräunlich anwitternde Quarzitknollen.
5. 20 m Monotone, dunkelviolette bis grauviolette Phyllite.
6. 5 m Hellgrüne Phyllite.
7. 12 m Monotone, dunkelviolette bis grauviolette Phyllite.
8. 4 m Grobsandige bis z.T. konglomeratische Bank. Relativ gutgerundete Granitgerölle. Sonst bestehen die Komponenten hauptsächlich aus Hämatit-Spilit.⁰⁰
9. 2 - 5 m Sandige, z.T. etwas gröbere, dunkelgrüne bis graugrüne oder dunkelviolette Schichten.⁰⁰⁰
10. 20 m Monotone, dunkelviolette Phyllite.
11. Dunkelviolette bis rotviolette Phyllite mit bräunlich anwitternden Karbonatknollen oder -linsen.

Oben: Schutt

Die drei Sandsteinhorizonte (mit ⁰ gekennzeichnet) wurden näher untersucht:

* Der untere Sandsteinhorizont

Es bestehen hier mikroskopisch noch grosse Ähnlichkeiten mit dem Ueblical-Sernifit (Faziestypus 2). Der Anteil der korrodierten Quarze ist aber noch sehr gross (Tabelle 6), wobei auch hier die Korrosionslöcher von feinem,

sekundärem Quarz ausgefüllt sind. Sämtliche Quarze haben eine undulöse Auslöschung.

Die Albite sind meist verzwillingt und mehr oder weniger stark sericitisiert. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Sericit und sehr fein ausgebildeten Quarz oder Albit (?). Karbonat kommt im allgemeinen wenig vor, kann aber lokal in der Matrix feinverteilt angereichert auftreten. Muscovit tritt vergesellschaftet mit Sericit auf.

Im Unterschied mit den Sandsteinhorizonten auf den Matten konnten hier mehr als zwei grössere Sandsteinhorizonte beobachtet werden.

~~**~~ Der mittlere Sandsteinhorizont

Auch hier bestehen noch weitgehend Ähnlichkeiten mit dem Ueblical-Sernifit (Faziestypus 2). Die Hämatit-Splittergerölle sind hier aber meist etwas kleiner und sind intensiver verwittert. Auch tritt Karbonat vermehrt auf. Die Matrix ist stärker sericitisiert. Die korrodierten Quarze (Tabelle 6) sind teilweise zerbrochen, wobei die Spalten von sekundär gebildetem Quarz aufgefüllt worden sind. Sämtliche Quarze zeigen undulöse Auslöschung.

Zwischen dem mittleren und oberen Sandsteinhorizont befindet sich eine unregelmässig ausgebildete, sehr grobsandige bis konglomeratische Bank (Komponenten bis etwa 10 mm Ø).

Die Mächtigkeit dieser Bank schwankt zwischen 5 und 20 cm. Bei den mikroskopischen Betrachtungen fallen die grossen Hämatit-Splittergerölle auf. Die splitterigen Quarzkörner sind häufiger als die korrodierten. Muscovit kann vereinzelt auftreten, wobei er öfters in den Quarzverwachsungen eingeschlossen ist.

Die Matrix besteht vorwiegend aus sehr feinem Quarz oder Albit (?) und relativ wenig Sericit.

~~***~~ Der obere Sandsteinhorizont

Hier treten die korrodierten Quarze stark zurück (Tabelle 6). Bemerkenswert ist das Vorkommen von Karbonat, der einen wesentlichen Bestandteil der Grundmasse bildet. Es tritt ebenfalls als grössere Kristalle zwischen den einzelnen Komponenten und lokal in Nestern auf. Oefters werden die Quarze von feinen

Karbonatkörnern durchsetzt oder vereinzelte Quarzkörner können durch Karbonat verkittet werden.

Der Albit ist teilweise verzwillingt und meist stark verwittert.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus feinen Quarz oder Albit (?).

Bemerkenswert ist, dass Vulkanitgerölle in diesem Horizont völlig fehlen.

Vereinzelte Vorkommen von leistenförmigen Albiten und die korrodierten Quarze sind die einzigen Reste der Vulkanitgerölle.

In den höheren Partien dieses Horizontes treten die korrodierten Quarze ausserdem noch stärker zurück.

Wie im oberen Sandsteinhorizont auf den Matten enthält die oberste Sandsteinbank hier ebenfalls deutlich mehr Karbonat. Es wurden hier in der oberen, sandigen Bank aber keine sedimentären Strukturen beobachtet.

Tabelle 6. Der Anteil der korrodierten (A) und splitterigen (B) Quarze in den Sandsteinhorizonten der unteren Mären-Serie und das Vorkommen von Karbonat in diesen Schichten (in %)

	A	B	Karbonat
Oberer Sandsteinhorizont	bis 10	90	sehr viel
	15-20	85-80	wenig
Mittlerer Sandsteinhorizont	60-70	40-30	wenig
Unterer Sandsteinhorizont	70	bis 20	sehr wenig

2.3.5. Detailprofile im Grenzbereich der unteren und oberen Mären-Serie

Profil 3. Nördlicher Vorgipfel des Schwarztschingsel.

K. 727 125 / 198 750 / 2230 m.

Unten:

1. Eine Wechsellagerung von sandigen und siltig-tonigen Schiefer, meist karbonatarm.
(Untere Mären-Serie)
2. 30 m Wechsellagerung von monotonen, hellgrünen und dunkelvioletten Phylliten.
(Untere Mären-Serie)
3. 0.10 m Dunkelgraue bis schwarze, siltige bis tonige Schiefer, die sich mit (2) verzahnen.
(Sonnenberg-Horizont)
4. Gelblich-weiße Phyllite, z.T. karbonatreich (Karbonatknollen). Es handelt sich hier um Quarzporphyrtuffe.
(Obere Mären-Serie)

Oben.

Profil 4. Nördlicher Vorgipfel des Schwarztzschingel, etwa 50 m südlich Profil 3.

Unten:

1. Wechsellagerung von monotonen, hellgrünen und dunkelvioletten Phylliten.
(Untere Mären-Serie)
2. 0.10 m Dunkelgraue bis schwarze, siltige bis tonige Schiefer, ähnlich Schicht 3 im Profil 3.
(Sonnenberg-Horizont, obere Mären-Serie)
3. 0.10 m Gelblich-weiße Phyllite, ähnlich Schicht 4 im Profil 3.
(Obere Mären-Serie)

4. 0.2-0.3 m Karbonatreiche, quarzitische Bank. Enthalten teilweise auch Dolomit oder auch Ankerit (?). Einschlüsse von dunkelgrauen bis schwarzen, tonigen Schiefern. Die quarzitreichen Partien sind meist vergesellschaftet mit Cu-Vererzungen.
5. 1-2 m Gelblich-weiße Tonschiefer, die z.T. karbonatreich sind. Sie ist meist etwas gröber ausgebildet als Schicht 3.
6. 0.2-0.3 m Dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer, lokal mit Karbonat (z.T. Dolomit).
(Sonnenberg-Horizont, obere Mären-Serie)

Die Wechsellagerung von hellgrünen und dunkelvioletten Phylliten wurde noch zur unteren Mären-Serie gerechnet. Die Grenze zwischen der unteren und oberen Mären-Serie wurde unmittelbar über dieser Schicht gezogen. Die aquatischen Einschaltungen in der oberen Mären-Serie sind hier geringmächtig. Die Begrenzungen dieser Schichten sind meist undeutlich und es treten Uebergänge zu den tuffitischen oder auch detritischen Schichten auf.

Bei den Sonnenberg-Horizonten handelt es sich um einen Faziestyp und sind lithostratigraphisch als Schichten innerhalb der oberen Mären-Serie zu betrachten.

In einem späteren Abschnitt werden die Sonnenberg-Horizonte näher beschrieben (S. 66).

Profil 5. Oberhalb des Stausees Garichti.
K. 727 185 / 201 750 / 1920 m

Unten:

1. Stark verfaltete Sernifitschiefer.
2. 15 m Schwach gefaltete, monotone, dunkelviolette siltige bis tonige Schiefer mit unregelmässigen Einschaltungen von hellgrünen Partien.

3. 10 m Wechsellagerung von monotonen, dunkelvioletten und hellgrünen Phylliten. Nach oben werden diese Schichten im allgemeinen siltiger.
4. 0,4 m Karbonatreiche, sandige Bank mit Einschlüssen von milchigen und teilweise glasklaren Quarzen, die eine Korngrösse von 1-2 mm $\varnothing$ erreichen können.
5. 1 m Sandige bis siltige Schiefer mit meist glasklaren Quarzen ($\varnothing$ bis 0,5 mm). Gelblichbraun anwitternde Karbonatknollen.
6. 1,5 m Etwas karbonathaltige, grauviolette, feinsandige Bank.
7. 40 m Wechsellagerung von monotonen, dunkelvioletten und hellgrünen Phylliten, die z.T. von Quarzadern durchsetzt sind.

(2-7: Untere Mären-Serie; Gesamtmächtigkeit: 60-70 m).
8. 0,5 m Dunkel- bis rotviolette Phyllite mit gelbbraun anwitternden Karbonatknollen. Es handelt sich hier wahrscheinlich um einen Tuffhorizont (?).
9. 50 m Feinsandige bis siltige, grau bis dunkelviolette Schiefer (Spilit-Tuffite?), mit Einschaltungen von hellgrünen Partien.
10. 10 m Dunkelvioletter Hämatit-Spilit.
11. 0,1 m Hellgrüne, dichte Schiefer mit Einschaltungen von braunroten, dichten Partien.
12. 1,3 m Braunrote, feinkörnige Schiefer mit unregelmässigen hellgrünen Bleichungszonen.
13. 0,5 m Braunrote, etwas gröbere Schiefer.
14. 2 m Hellgrüne, dichte Schiefer. Chlorit-Spilitschiefer.

15. Massiger, feinkörniger, hellgrüner Chlorit-Spilit.

(8-15: Obere Mären-Serie mit Vulkaniten; Gesamtmächtigkeit: 60-65 m).

Oben: Schutt

2.3.6. Lithologie der oberen Mären-Serie

Ein wichtiger Bestandteil dieser Formation sind die Laven, Tuffe und Tuffite. Die detritischen Schichten treten dagegen stark zurück.

Für eine ausführliche Beschreibung der Eruptivgesteine im Glarner Freiberg verweisen wir auf die Arbeit von G.C. AMSTUTZ (1954).

Die Vulkanite der oberen Mären-Serie werden hauptsächlich von deutlich erkennbaren Laven und Tuffen gebildet. Weitere Gesteinstypen der oberen Mären-Serie sind die Tuffite und auch die detritischen Schichten, die vor allem in der oberen Mären-Serie der Glarner-Decke auftreten.

Ueber die Vulkanite sollen hier nur einige Bemerkungen zur Struktur und Genese gemacht werden.

- Die Kontaktverhältnisse der Laven mit dem Nebengestein. Nach AMSTUTZ handelt es sich bei den Hämatit-Spiliten hauptsächlich um Ergüsse, bei den Chlorit-Spiliten dagegen um Lagergänge. Als Argument hierfür wird angeführt, dass im Dach der Hämatit-Spilite öfters vulkanische Breccien vorhanden sind, bei den Chlorit-Spiliten dies aber nicht der Fall ist. Ausserdem fand AMSTUTZ bei den Chlorit-Spiliten öfters auch noch Spilit-Apophysen im Nebengestein.
Es muss aber bemerkt werden, dass im östlichen Freiberg alle Lavabänke im Verrucano konkordant zum Nebengestein liegen, sodass die Möglichkeit, dass sämtliche Laven Ergüsse sind, nicht ausgeschlossen werden kann. Zudem wurden im Untersuchungsgebiet fast alle deutlich massigen Chlorit-Spilite unter- und überlagert von schiefrigen Spilit-Tuffen, sodass solche Ergüsse schnell zugedeckt werden können, ohne dass sich vulkanische Breccien bilden.

- Die Quarzporphyre und Quarzphyroide. Im Untersuchungsgebiet erreicht der Quarzporphyrkomplex seine grösste Mächtigkeit beim Karrenstock, wo er aber seitlich schnell gering mächtig wird, was in Anbetracht der im Vergleich zum basaltischen Magma höheren Viscosität der rhyolithischen Ergüsse nicht überraschen kann.
Teilweise sind diese Gesteine geschiefert, wobei es schwierig ist nachzuweisen ob es sich um primär lagige oder sekundär entstandene schiefrige Texturen handelt (s. Fig. 16, S. 119).
Charakteristische Strukturen dieser Tuffe können am ehesten als geplättete Lapilli interpretiert werden. Mikroskopisch bestehen diese Komponenten aus sehr feinkörnigem Quarz oder Feldspat. Sie können möglicherweise aus devitrifiziertem Glas hervorgegangen sein.
Mehrfach wurde vermutet, dass es sich bei den Quarzporphyren des Kärpfgebietes mindestens teilweise um Ignimbrite handle. Möglicherweise besteht der gesamte Quarzporphyrkomplex des Karrenstockes und des Schwarztshingels aus einer Abfolge von Tufflaven (VLODAVETZ, 1966).
Andererseits scheinen die Quarzporphyre des Bützistockes echte Rhyolithe zu sein (TRÜMPY, nach mündlicher Mitteilung).
Offenbar bestehen zwei genetisch verschiedene Quarzporphyrtypen im Glarner Freiberg, der Kärpf-Typus und der Karrenstock-Typus, wobei der letztere die grösste Verbreitung hat.

2.3.7. Detailprofile und lokale Beschreibungen in der oberen Mären-Serie

Nördlich des Gandstockes, im Gebiet des Hellhorn befindet sich eine weniger als 100 m mächtige Abfolge von dunkelvioletten bis rotbraunen, siltigen und tonigen Schiefern, die wir der oberen Mären-Serie zurechnen. Tektonisch gehört sie zur Glarner-Decke.

Profil 6. Die obere Mären-Serie der Glarner-Decke im Gebiet des Hellhorn.
K. 726 875/205 200/1620 m

Unten: Schutt

1. ± 30 m Siltige, dunkel-bis grauviolette Schiefer, mit grösseren Karbonatknollen, die öfters herausgewittert sind. Sehr feine Muscovitblättchen. Tuffitisch (?).

2. ± 25 m Braunrote, dichte, tonige Schiefer, die öfters unregelmässige Einschaltungen von hellgrünen, chlorit-spilitähnlichen Partien enthalten.

Unter dem Mikroskop erkennt man in einer dichten, stark sericitisierten Grundmasse undeutliche Einsprenglinge von authigenem Quarz oder Albit (?). Möglicherweise handelt es sich hier um devitrifiziertes Glas. Vereinzelt erkennt man aber noch stark verwitterte, leistenförmige Albite. In den hellgrünen Partien treten auch öfters grössere Chlorite auf, in den rotbraunen Partien dagegen ist feinverteilter Hämatit mehr verbreitet. Meist tritt das Karbonat feinverteilt in der Grundmasse auf, sie kann aber öfters auch grössere idiomorphe Kristalle bilden.

3. ± 30 m Grauviolette, siltige bis tonige Schiefer, die meist sehr feine Muscovitblättchen enthalten. Diese Schichten sind meist karbonatarm und zeigen einen mehr detritischen Charakter.

4. 10-20 m Rotbraune Tonschiefer, ähnlich ausgebildet wie (2).

(1-4: Obere Mären-Serie; Gesamtmächtigkeit: ± 90-100 m).

5. ± 10 m Rotbraune, massige und grobsandige Schichten. Neben Vulkanitkomponenten erkennt man hauptsächlich glasklare Quarze. Deutliche Vertikalsortierung der Komponenten.
(Karrenstock-Schichten).

Oben: Ueber dem Schutt sind die Hämatit-Spiliten der Mürtschen-Decke.

Einige Schichten (2 und 4) in dieser Abfolge haben einen eindeutigen tuffitischen Charakter. Interessanterweise fehlen hier eigentliche Laven. Das Hangende dieser Schichten (Schicht 5) wird beim Chrämer auf etwa 2.000 m Höhe von den Karrenstock-Schichten der Glarner-Decke gebildet. Die Grenze zwischen diesen beiden Formationen ist aber nirgends aufgeschlossen.

Unterhalb des Gandstocks (K. 727 100 / 203 575 / 1920 m) kommt noch ein Aufschluss von tuffitischen Schichten, wie sie unter (2) beschrieben sind, vor. Diese verschwinden weiter südlich unter dem Schutt und sind nicht mehr aufgeschlossen. Ueber diesem letzten Aufschluss der oberen Mären-Serie der Glarner-Decke folgen die Vulkanite der Mürtschen-Decke (Hämatit-Spilite des Gandstockes), sodass die Deckentrennung zwischen diesen beiden Serien unter dem Schutt verlaufen muss.

Es folgen jetzt Detailprofile und lokale Beschreibungen der oberen Mären-Serie der Mürtschen-Decke (oder Verrucano-Stammdecke):

Profil 7. Südwestlich des Karrenstockes.
K. 727 370 / 201 050 / 2030 m.

Unten: Schutt

1. $\pm$ 7 m Hellgrüne, dichte Schiefer, die schwach gefaltet sind. Es sind Chlorit-Spilittuffe.
2. 0.5-1 m Dunkel- bis grauviolette siltige bis tonige Schiefer vom tuffitischem (?) Charakter.
3. 5 m Hellgrüne, dichte Schiefer, wie (1) aber nicht verfaltet.
4. 2 m Etwas massigere, dunkelviolette Schichten, die z.T. etwas sandiger werden können. Sie besitzen einen mehr oder weniger tuffitischen Charakter.
5. 25 m Chlorit-Spilittuffe.
6. 0.5 m Graue bis etwa grünliche, dichte Schiefer. Diese Schichten weisen eine ausgeprägte WSW-ENE-Lineation auf.
7. Gelbgrüne, dichte Schiefer, die z.T. Einschlüsse von dunkelgrauen tonigen Schiefen enthalten. Chlorit-Spilittuffe (?).

Oben: Schutt

(1-7: Obere Mären-Serie. Ueber dem Schutt treten die Quarzporphyroide des Karrenstockes auf).

Profil 8. Nördlich des Berglihorn.

K. 728 000 / 200 675 / 2180 m.

Unten: Schutt

1. + 50 m Dunkelgrüne, z.T. auch dunkelviolette Spilite.
2. 1 m Uebergang zu mehr schiefrigen Spiliten.
3. 5 m Dunkelgrüne bis hellgrüne, schiefrige Chlorit-Spilite mit Einschaltungen von dunkelvioletten, massigeren Bänken. Diese Schichten bestehen hauptsächlich aus Chlorit-Spilittuffen.
4. 5 m Lauchgrüne, dichte Schiefer mit unregelmässigen Einschlüssen von dunklen, tonigen Partien. Die Schichten sind von Quarzadern durchsetzt.

Mikroskopisch erkennt man in der dichten Grundmasse vereinzelte Einsprenglinge von kleineren, möglicherweise authigenen Quarzen. Die Grundmasse besteht aus sehr dicht ausgebildetem Quarz oder Albit (?) und wird schlierenartig von Sericit durchsetzt.

5. + 1 m Dünne Bank von dunkelgrauen bis schwarzen, tonigen Schiefern. Einschaltungen von dunkelgrünen, massigeren Partien deuten auf tuffitischen Einlagerungen. Die Schichten sind von Quarzadern und -knollen durchsetzt. Seitlich keilen die Schichten schnell aus, was durch eine tektonische Bewegungsfläche bedingt ist.
6. Hellgrüne und z.T. etwas dunklere, stark quarzhaltige Schiefer. Die milchigen Quarzkörner sind deutlich zu erkennen.

Mikroskopisch erkennt man in der dichten Grundmasse Einsprenglinge von stark korrodierten und teilweise zerbrochenen Quarzen. Die dichte Grundmasse wird von feinverteilten Quarz oder Albit (?) -körnern gebildet, die schlierenartig von Sericit durchsetzt ist. Vereinzelt tritt Karbonat auf, das lokal grössere idiomorphe Kristalle bilden kann.

Oben: Schutt

(1-6: Obere Mären-Serie, etwa 75 m über der Basis dieses Formationsglieds; Gesamtmächtigkeit: ± 140 m).

Die Aufschluss-Verhältnisse sind in diesem Gebiet z.T. schlecht, sodass man den Profil nicht mehr weiter aufnehmen konnte. Es wurden aber noch einige allgemeine Beobachtungen gemacht:

- Das Hangende der Quarzporphyrtuffe (Schicht 6 im obigen Profil) wird von z.T. stark kohlehaltigen, dunkelgrauen bis schwarzen Schichten gebildet. Diese etwa 15 m mächtigen Schichten zeigen den Gesteinscharakter der "Sonnenberg-Horizonte".
- Ueber diesem "Sonnenberg-Horizont" folgen die mächtigen Hämatit-Spilite des Berglihornes. Sie sind eingehend von AMSTUTZ (S. 17, 1954) beschrieben worden. Diese Laven werden von einem Tuffhorizont unterlagert. Auf dem Gipfel des Berglihornes und dem nördlichen Vorgipfel finden sich die von AMSTUTZ beschriebenen vulkanischen Breccien.

Profil 9. Vorder-Bleistock.

K. 728 100 / 199 500 / 2340 m.

Unten: Schutt

1. 10-20 m Dichte, dunkelviolette Tonschiefer. Karbonat kommt hauptsächlich in Klüften vor. Tuffitisch (?).

2. 45 m Dunkelgrüne, dichte Schiefer. Nach oben übergehend in etwas massigere Chlorit-Spilite.

Mikroskopisch erkennt man in der sehr fein ausgebildeten Grundmasse fleckenartige, sericitreiche Partien, die öfters etwas in der Schieferungsebene gelängt sind. Diese Partien bestehen aus sehr fein ausgebildetem Quarz oder Albit (?).

3. 1 m Dunkelviolette, dichte, tonige Schiefer, mit etwas Karbonat.

4. 10 m Hellgrüne bis dunkelgrüne, relativ dichte Schiefer. Chlorit-Spilittuffe.

Mikroskopisch erkennt man, wie z.T. karbonatreiche Quarzadern die dichte Grundmasse durchsetzen. Chloritreiche Adern treten ebenfalls öfters auf, wobei diese randlich öfters von sehr feinverteilten Erz umsäumt werden.

Kleinere Erzkörner treten auch feinverteilt in der dichten Grundmasse auf.

5. 10 m Wechsellagerung von dichten, hellgrünen und dunkelvioletten, tonigen Schiefern. Teilweise können diese Schichten etwas siltiger werden, wobei öfters feinere Glimmerblättchen auftreten können.

6. 1 m Gelbbraun anwitternde Kalke, im Bruch dunkelgrau. Sie sind z.T. leicht dolomitisch. Es handelt sich hier um aquatische Sedimente. (Sonnenberg-Horizont).

7. 5-10 m Hellgrüne, quarzreiche Schiefer. Quarzporphyrtuffe.

(1-7: Obere Mären-Serie; Gesamtmächtigkeit etwa 100 m).

Oben: Gipfel des Vorder-Bleitstockes

Profil 10. Südhang des mittleren Bleitstockes.

K. 728 075 / 198 950 / 2390 m.

Unten: Schutt

1. Dunkelviolette, z.T. dichte Tonschiefer, lagenweise etwas siltig. Im allgemeinen enthalten sie wenig Karbonat.
2. 1 m Dunkelgrüne, dichte Schiefer, die nach oben in massigere Chlorit-Spilite übergehen. Die Schiefer sind meist karbonatreich, wobei die Karbonate auch kleinere Linsen bilden.
3. 0.3 m Dunkelgrüne, dichte Schiefer, mit dunkelgrauen bis schwarzen tonigen Einschaltungen.
4. 0.05 m Sehr karbonatreiche Schicht. Die Karbonate bilden grössere, linsige Einschaltungen in den hellgrünen, tonigen Schiefen.
5. 1 m Gelblichgrüne, dünnstiefrige Schichten. Relativ viel Karbonat und quarzitreiche Partien, die teilweise Cu-Vererzungen enthalten.
6. 0.4 m Hellgraue, siltige bis tonige Schiefer. Teilweise von Karbonat- und Quarzadern durchsetzt.
7. $\pm$ 1.5 m Sehr karbonatreiche Lage. Die Karbonate zeigen braune Anwitterungsfarbe; weisse Kalzitadern durchsetzen das Gestein.

(1-7): Obere Mären-Serie, wobei die Schichten 1-6 mehr oder weniger tuffitisch sind. Gesamtmächtigkeit etwa 5 m).

Oben: Schutt

Die durch die Propylitisierung entstandenen Karbonate können vor allem im Bleitstockgebiet kleinere Schichten bilden (z.B. Schicht 5 und 8 im obigen Profil).

Diese können verwechselt werden mit den Karbonaten des Sonnenberg-Horizontes, die unter aquatischen Ablagerungsbedingungen gebildet worden sind. Erstge-

nannte Karbonate sind aber meist körnig ausgebildet, die Karbonate des Sonnenberg-Horizontes dagegen bestehen in der Regel aus dunklen dichten Kalken. Dabei treten die Karbonate des Sonnenberg-Horizontes im Bleitstockgebiet nur in einem einzigen Horizont auf. Karbonatlagen, die mit den Spiliten im engen Zusammenhang stehen, sind demgegenüber sehr unregelmässig im Vorkommen und bilden nur lokal dünnere, nicht durchgehende Schichten.

Profil 11. Mittlerer Bleitstock.

K. 728 075 / 199 200 / 2340 m.

Unten: Schutt

1. Massige, hellgrüne bis dunkelgrüne Chlorit-Spilite.
2. 0.5 m Dunkelgraue, siltige bis tonige Schiefer. Tuffite (?).
3. 2 m Dunkelgraue bis dunkelviolette Phyllite, die stark von Quarzadern durchsetzt ist. Quarzit und Karbonat bilden stellenweise Knollen. Vereinzelt treten auch hellgrüne, tonige Einschaltungen auf. Tuffite (?).
4. 0.1-0.5 m Braun anwitternde Karbonatbank. Sie ist teilweise stark von weissen Kalzitadern durchsetzt. Das Karbonat zeigt im Bruch eine deutlich körnige Ausbildung.
4. 2 m Graugrüne bis grüne, siltige Schiefer. Nach oben übergehend in tonigere Schiefer. Die Klüfte sind meist von Karbonat gefüllt. Tuffite (?).
6. 1.5 m Aehnlich (5), hier aber ausgeprägt dichte Ausbildung.
7. 0.2 m Dunkelrote bis violette, dichte, tonige Schiefer, mit wenig Karbonat.
8. 0.5 m Hellgrüne, dichte, tonige Schiefer.

9. 0.5-1 m Gelblichbraun anwitternde Karbonatbank, im Bruch dunkelgrau. Weisse Kalzitadern durchsetzen das Gestein. Es handelt sich hier um dunkle, dichte Kalke vom Typus des "Sonnenberg-Horizontes".
10. 6 m Dunkelrote bis violette, tonige Schiefer, ähnlich (7).
11. 5 m Hellgrüne, dichte Tonschiefer, ähnlich (8).
12. 20-50 m Wechsellagerung von hellgrauen bis dunkelgrauen, siltigen und tonigen Schiefer, die sehr stark von Quarzadern durchsetzt sind. Quarzit bildet öfters einzelne linsige Einlagerungen oder Knollen. Karbonat tritt im allgemeinen wenig auf.
13. 7 m Hellgrüne, quarzreiche Schiefer. Quarzporphyrtuffe.
14. 0.4 m Hellgrüne, stark quarzhaltige Schiefer. Quarzitische, z.T. ziemlich reine Partien bilden Knollen.

Mikroskopisch erkennt man xenomorphe Quarze (bis 1 mm Ø). Die Zwischenräume sind meist von Karbonat aufgefüllt. Oefters zeigen die Quarze Druckzwillinge oder sind z.T. stark zerbrochen; alle Quarzkristalle zeigen undulöse Auslöschung. Die Zwillingslamellen der Karbonatkristalle sind z.T. tektonisch verbogen.

Als kleinere körnige Aggregate treten Rhipidolithe (syn. Prochlorit) mit Vermikulitstrukturen als Einschlüsse in den Quarze auf. Daneben kann Rutil neben feinverteiltem Hämatit vorkommen.

15. 5 m Feinsandige bis siltige, dunkelgraue Schiefer. Typisch sind die weissen Komponenten (bis 30 mm Ø). Quarzporphyrtuffite (?).
16. 0.2 m Hellgraue, siltige Schiefer. Einschaltungen von tonigen, etwas weisslichen Partien. Tuffite (?).

17. Dunkelgraue Phyllite, die teilweise etwas siltiger werden können. Dunkelgrüne Partien treten vereinzelt auf. Tuffite (?).

(1-17: Obere Mären-Serie, mit Einschaltungen von dem Sonnenberg-Horizont, Schicht 9. Basis dieses Formationsglied Schicht 1. Gesamtmächtigkeit: ± 90 m).

Oben: Gipfel des mittleren Bleitstockes

Der "Sonnenberg-Horizont" ist hier durch die dunklen Kalke (Schicht 9) vertreten. Es treten aber Schichten auf, die den Typus des Sonnenberg-Horizontes besitzen (Schicht 15-17). Es handelt sich hier wahrscheinlich um Mischgesteine, wo die Tuffe teilweise im aquatischen Milieu abgelagert worden sind. Die dunkelgrauen bis teilweise schwarzen Farben werden von den kohlehaltigen Substanzen in diesen Gesteinen hervorgerufen.

2.3.8. Die Karbonate der Mären-Serie

Charakteristisch für die Mären-Serie ist das Auftreten von Karbonat. Im allgemeinen kommen die Karbonate in der unteren Mären-Serie im Form von Knollen oder Linsen vor. In der oberen Mären-Serie sind sie fast immer mit den Chlorit-Spiliten oder ihren Tuffen vergesellschaftet. Sie bilden hier lokal Krusten oder kleinere, nicht durchgehende Schichten.

a. Die Karbonate in der unteren Mären-Serie

Wir können öfters beobachten, dass Karbonat feinverteilt in der Grundmasse vorkommt (S. 49), wo es aber teilweise auch grössere idiomorphe Kristalle bilden kann.

Die Karbonatknollen oder -linsen treten aber meist in den tektonisch gestörten Schichten auf. Sie zeigen meist braune Anwitterungsfarben und sind im Bruch hellbraun, z.T. auch grau.

Sie bestehen ausnahmslos zum grössten Teil aus reinem Kalzit, können aber auch teilweise etwas dolomitisch sein. Eingeschlossen in diesen Karbonaten erkennt man öfters authigenen Quarz.

In den oberen Sandsteinhorizonten tritt Karbonat in der Regel häufiger auf (S. 48). Ueber die Herkunft dieser Karbonateinschaltungen wurden verschiedene Meinungen geäussert.

WYSSLING (1950) nahm an, dass diese Schichten hauptsächlich in seichtem Wasser abgelagert worden sind. RYF (1965, S. 20). fand in der Mären-Serie des Murgtals typische Indikationen für aquatische Bildung, namentlich auch subaquatische Rutschungserscheinungen. In unserm Gebiet konnten wir keine derartigen Schichtungsmerkmale erkennen, was vielleicht durch die intensive Druckschieferung bedingt sein mag. Immerhin ist es wahrscheinlich, dass bei der Ablagerung der oberen Teile der unteren Mären-Serie Wassertransport eine grössere Rolle gespielt hat.

Die Karbonatknollen oder -linsen scheinen aber eher sekundäre, post-diagenetische Konkretionen zu sein, wofür auch spricht, dass sie stets längs tektonischen Störungsflächen auftreten.

Ursprünglich war das Karbonat wohl feinverteilt in den Poren der Sedimente. Da die umgebenden Sedimente im allgemeinen einen relativ hohen Eisengehalt haben, ist es wahrscheinlich, dass ein Teil des Eisens in Lösung gegangen ist und zusammen mit dem Karbonat abgesetzt wurde.

Dies kann auch den relativ hohen Eisengehalt dieser Karbonate erklären.

Eigentliche Kalkkrusten, wie sie FISCH (S. 40 , 1961) aus dem Gulderstockgebiet beschrieben hat, fehlen aber in der unteren Mären-Serie, sodass es auch unwahrscheinlich ist, dass diese Karbonate richtige Caliche-Bildungen sind. Möglich ist es, dass bei der Verdunstung des Wassers Karbonat kapillar ausgeschieden wurde, ohne dass es zu eigentlichen, oberflächlichen Kalkkrustenbildungen kam.

b. Die Karbonate in der oberen Mären-Serie

Hier kommt Karbonat im allgemeinen häufiger vor und kann Kalkkrusten oder auch kleinere Schichten bilden.

Diese Karbonate sind aber fast immer eng mit den Vulkaniten verbunden. Die Entstehung dieser relativ grossen Karbonatvorkommen kann man folgendermassen erklären:

Durch die Propylitisierung der Spilite wandeln sich die Plagioklase unter An-Verarmung je nach Chemismus zu verschieden zusammengesetzten Gemengen von vor allem Na-Feldspat, Calcit, Tonmineralien und Quarz. Es ist offensichtlich, dass diese Karbonatvorkommen eng mit dem autohydrothermalen Prozess der Spilite zusammenhängt. Das Auftreten dieser Karbonate im Feld ist in den Profilen 9, 10 und 11 beschrieben worden.

Im Feld ist es nicht immer leicht, die aquatischen Kalke vom Typus Sonnenberg und die durch die Propylitisierung der Spilite entstandenen Karbonatlagen zu unterscheiden.

Die mikroskopischen Untersuchungen von Karbonatkrusten, die im engen Zusammenhang mit den Spiliten, ergab folgende Resultaten:

Neben rein aus Karbonat bestehenden Partien kommen auch Partien vor, die aus sehr feinkörnigem Quarz- oder Feldspatgefüge bestehen. Sowohl die karbonatischen als auch die quarzigen Anteile werden öfters von Quarzadern durchsetzt. In den quarzreichen Partien treten vereinzelte idiomorphe Dolomitkristalle auf.

Makroskopisch erkennt man, dass das Karbonat lagenweise in den Schiefern auftritt.

Im allgemeinen sind die Karbonate, die mit den Spiliten im Zusammenhang stehen etwas dolomitreicher als die spätdiagenetischen Konkretionen der unteren Mären-Serie und die Kalke vom Sonnenberg-Typus.

Letztgenannte Kalke sind aquatische Ablagerungen. Sie werden in einem späteren Abschnitt näher untersucht (S.66).

2.3.9. Betrachtungen zur Korrelation

Im östlichen Freiberg besteht die untere Mären-Serie hauptsächlich aus feindetritischen Sedimenten, die nach oben immer mehr Einschaltungen von sandigen Schichten zeigen und im allgemeinen auch karbonatreicher werden. Als praktisch identisch werden die Foostock-Schiefer im Gulderstockgebiet (FISCH, 1961) und im Gufelstockgebiet (HUBER, 1964) beschrieben. Diese Ablagerungen sind aber auch gut mit den "unteren Schiefern" des westlichen Freiberges zu vergleichen (SCHIALLY, 1964).

Komplizierter erweist sich die Korrelation der oberen Mären-Serie mit den Grisch-Schichten (FISCH, 1961) und den "Couches de Gufelialp" (HUBER, 1964). Erschwerend ist vor allem, dass im Gulderstock- und Gufelstockgebiet die vulkanischen Einschaltungen zurücktreten oder ganz fehlen. Die vulkanische Aktivität besass ihr Zentrum im Gebiet des Freiberges; die Grisch-Schichten des Gulderstockgebietes und des Glarner-Bündner-Grenzkammes bestehen hauptsächlich aus Tuffen oder Tuffiten, wogegen die "Couches de Gufelialp" im Gufelstockgebiet hauptsächlich detritisch sind.

HUBER konnte in den "Couches supérieures de Gufelialp" laterale Uebergänge zu den Grisch-Schichten seines östlichen Nachbargebietes beobachten. RYF verglich das Hangende dieser "Couches de Gufelialp", den "Sernifite supérieur", mit dem Murgtal-Sernifit (s.S.102). Dies würde bedeuten, dass die unteren Gufelialp-Schichten und vielleicht auch die Basis der oberen Gufelialp-Schichten mit den Grisch-Schichten in Parallele gesetzt werden können. Der grösste Teil der oberen Gufelialp-Schichten bilden dagegen ein stratigraphisches Aequivalent zu den Karrenstock-Schichten oder dem Fuggstock-Sernifit (s.S. 79).

Somit wären die Grisch-Schichten ein östliches und südliches Aequivalent der oberen Mären-Serie.

Die "Bunte Serie" und die "Tuffarkosen" (SCHIELLY, 1964, S. 76) des westlichen Freiberges gehören ebenfalls eindeutig zur oberen Mären-Serie. Zusammenfassend können wir sagen, dass die untere Mären-Serie (oder die Foostock-Schiefer) im Glarner Verrucano ziemlich gleichmässig ausgebildet ist.

Die obere Mären-Serie besteht im Glarner Freiberg hauptsächlich aus Laven und ihren Tuffen und Tuffiten. Dagegen bestehen die altersmässig ungefähr äquivalenten Grisch-Schichten hauptsächlich aus Tuffen und Tuffiten und in den analogen "Couches inférieures de Gufelialp" überwiegen die detritischen Komponenten (vgl. auch RYF, 1965, S. 27).

2.3.10. Die Sonnenberg-Horizonte

a. Allgemeines

Es sind dunkelgraue bis schwarze, schiefrige bis mehr oder weniger massige Gesteine, die im Untersuchungsgebiet in den Laven der oberen Mären-Serie zwischengeschaltet auftreten.

Dieser Name wurde von R. TRÜMPY (in W. BRÜCKNER et al., 1958) erstmals benutzt. Er beschrieb diese Schichten wie folgt:

In Wechsellagerung mit Quarzporphyrtuffen (vielleicht Ignimbriten) und Arkosen finden sich schwarze Tonschiefer, Kieselschiefer, grünliche, dolomitische Mergelschiefer, graue Glimmersandsteine, vereinzelte Dolomitlagen sowie als interessantestes Schichtglied ein ca. 1 m mächtiger Kalkhorizont. Es handelt sich um einen feinkörnigen, plattigen, in der Anwitterung blaugrauen, im Bruch tintenblauen, leicht kieseligen Kalk ohne erkennbare Beimengung detritischen Materials. Er enthält massenhaft kleine Gastropoden, die sich auf mindestens zwei Arten verteilen, ferner zylindrische Körper, welche an Kalkalgen erinnern aber keine deutliche Struktur aufweisen. Unter dem Mikroskop erkennt man ausserdem Ostracoden und wenige Reste, die auf Grund ihrer verschwommenen Glitterstruktur Echinodermentrümmer sein müssen. Damit ist der marine Charakter dieser Ablagerungen erwiesen.

Die Gesteine vom "Sonnenberg"-Typus stellen lithostratigraphisch keine Formation oder Formationsglied dar, sondern es handelt sich um mehrere Horizonte innerhalb der oberen Mären-Serie (lithostratigraphische Bezeichnung: "Beds" oder "Schichten").

Im Laufe der weiteren Untersuchungen änderten sich die Ansichten über die Natur dieser Horizonte. So konnte die von TRÜMPY vermutete Anwesenheit von Echinodermen nicht bestätigt werden und damit war auch die marine Natur dieser Schichten nicht erwiesen.

Heute werden die Sonnenberg-Horizonte allgemein als aquatische, limnische Einlagerungen im Verrucano angesehen.

Die unbestimmbaren Fossilfunde im Kalkhorizont konnten bis jetzt nicht näher identifiziert werden.

ROTHPLETZ (1898) fand in Sandsteinen, welche diesen Schichten zugeordnet werden können, erstmals fossile Pflanzen; AMSTUTZ (1948) konnte diese Schichten wieder auffinden und fand darin *Calamites* sp. FISCH (1961, S.60) fand unter dem fossilführenden Kalkniveau am Sonnenberg liegenden schwarzen Kieselschiefer ebenfalls Pflanzenreste. Er äusserte die Vermutung, dass es sich wahrscheinlich um Coniferen, weniger wahrscheinlich aber um Cordaiten oder Cycadophyten, handelt.

Im Laufe der Untersuchungen wurden in den Sonnenberg-Horizonten des östlichen Freiberges zwei neue Fossilfundstellen gefunden.

b. Verbreitung

Einschaltungen vom Charakter der Sonnenberg-Horizonte treten in verschiedenen Niveau in den Laven der oberen Mären-Serie auf.

Die Karrenstock-Berglihorn-Region

Die Sonnenberg-Horizonte sind in dieser Region am besten ausgebildet und treten in drei verschiedenen Horizonten des Quarzporphyrkomplexes auf. Sie bestehen hier aus dunkelgrauen bis schwarzen, arkose-ähnlichen Schichten, sowie aus stark kohlehaltigen Sandsteinen oder auch tonigen Schiefern. Stellenweise kommen anthrazitische Nester vor. Die Fossilfundstellen befinden sich in dieser Region, in der unmittelbaren Nähe des Karrenstockes.

Die Bleitstock-Region

Interessant ist hier der Karbonathorizont, der am mittleren Bleitstock die grösste Mächtigkeit erreicht.

Zusätzlich kann man noch einen Horizont, bestehend aus dunkelgrauen, tuffitischen Schichten erkennen (s. Profil 9, 10 und 11).

Die Schwarztschinkel-Region

Die Sonnenberg-Horizonte sind hier stark reduziert. Es sind hauptsächlich dunkelgraue bis schwarze, teilweise siltige Schiefer (s. Profil 3 und 4).

c. Lithologie und Detailprofile in der Karrenstock-Berglihorn-Region

Profil 12. Westlich des Karrenstockes.

K. 727 550 / 201 320 / 2090 m.

Unten: Schutt

1. ± 5 m Grauer bis z.T. hellvioletter, mehr oder weniger massiger Hämatit-Spilit.
2. 40 m Hellgrüner, massiger Chlorit-Spilit.
3. ± 0.1 m Tektonisch stark reduziertes Band. Es handelt sich um verkieselte Schichten von dunkler Farbe. Bei den näheren Untersuchungen ergab sich, dass es sich grösstenteils um verkieselte Holzreste handelt.
4. 10 m Hellgrüne, teilweise etwas massigere Chlorit-Spilite, die nach oben schnell schieferig werden. Wenige Einschaltungen von schwarzen tonigen Partien. Es sind wohl grösstenteils Chlorit-Spilittuffe oder -tuffite.
5. 30 m Hellgraue bis etwas grünliche, grobsandige Schiefer. Es dürfte sich um Tuffarkosen handeln, die aber öfters kohliges Pigment enthalten. Nach oben nimmt der Anteil des kohligen Pigmentes zu und die Schichten nehmen dunkelgraue Farbe an.

Mikroskopisch erkennt man in einer etwas kohligen sehr feinkörnigen Grundmasse grössere Trümmer von korrodiertem und zerbrochenem Quarz und Feldspat (Albit ?). Teilweise tritt die Grundmasse zurück, wobei die einzelnen Komponenten durch eine kieselige Substanz verkittet sind. Bemerkenswert ist der hohe Anteil der Feldspatkomponenten, die bis 40% der gesamten Komponenten ausmachen können.

Oefters sind die Korrosionslöcher oder Spaltrisse der Quarze von sehr fein ausgebildetem Quarz aufgefüllt. Die Grundmasse besteht wahrscheinlich aus sehr feinem Quarz oder Feldspat, sowie Sericit.

6. ± 20 m Dunkelgraue bis schwarze, arkose-ähnliche Schichten, die unten meist schieferig sind. Nach oben werden sie etwas feinkörniger und massiger. Auch hier erkennt man, wie in Schicht 5,

milchige Quarzkörner. Vereinzelt treten kleinere hellgrüne Komponenten auf, die korrodierte Quarzkörner in einer sehr feinkörnigen, sericitisch-chloritischen Grundmasse enthalten und wahrscheinlich zur Quarzporphyrsuite gehören.

Mikroskopisch bestehen wenige Unterschiede mit den Gesteinen von Schicht (5). Die Grundmasse hat aber einen deutlich höheren Gehalt an kohligter Substanz. Neben Sericit tritt öfters Chlorit auf. Kleinere Rhipidolith-Aggregate können mit ihren Vermikulith-Strukturen als Einschlüsse in den Quarzen auftreten. Im allgemeinen sind die Komponenten mehr diffus in der Grundmasse verteilt als in der Schicht (5).

(1-6: Obere Mären-Serie, wobei die Schichten 3 und 6 zu den Sonnenberg-Horizonten gehören).

Oben: Massiger, hellgrüner Quarzporphyr. Fortsetzung siehe Profil 13

Profil 13. Westlich des Karrenstockes. Fortsetzung des Profiles 11.
K. 727 790 / 201 330 / 2240 m.

Unten: Massiger, hellgrüner Quarzporphyr

1. 5 m Scharfe Grenze zu dunkelgrauen bis teilweise schwarzen, grobsandigen Schichten. Nach oben übergehend in dichte, schwarze Tonschiefer. Die sandigen Schichten enthalten teilweise fossile Holzreste.
2. 1 m Schwarze, stark kohlehaltige Tonschiefer. Sie sind meist sehr feinkörnig und können teilweise phyllitisch werden.
3. 10 m Schwarze, ziemlich massige, stark kohlehaltige Schichten. Sie sind sehr feinkörnig ausgebildet.

(1-3: Sonnenberg-Horizont. Es handelt sich hier um den oberen Horizont. Gesamtmächtigkeit: 16-20 m).

Oben: Scharfe Grenze zu Quarzporphyrtuffen (Quarzporphyroiden)

Gesamtmächtigkeit der oberen Mären-Serie beträgt hier etwa 120 m. Profil 12 wurde etwa 50 m von der Basis dieses Formationsglied aufgenommen.

Die drei stratigraphisch übereinander liegenden Horizonte vom Sonnenberg-Typus in der Karrenstock-Berglihorn-Region zeigen zusammengefasst folgende Merkmale:

- Der untere Horizont ist im allgemeinen gering mächtig. Nordwestlich des Karrenstockes ist er nicht sehr typisch ausgebildet und erst etwas westlich des Karrenstockes (s. Profil 12) kommen die charakteristischen Gesteine vom Sonnenberg-Typus mit ihren verkieselten Holzreste vor. Dieser Horizont kann man noch bis unterhalb des Berglihorns verfolgen, wo er dann im Schutt verschwindet und weiter südlich nicht mehr vorkommt.

Entlang diesem Horizont haben horizontale tektonische Bewegungen stattgefunden, so wie im Grunde genommen die gesamte Verrucanomasse von ähnlichen tektonischen Deformationen betroffen ist. Möglicherweise haben entlang inkompetenten Gesteinspaketen grössere Bewegungen stattgefunden. Mikroskopisch kann man an Hand von den fossilen Holzreste sehr schön diese tektonische Deformation beobachten (Fig. 9).

- In der näheren Umgebung des Karrenstocks ist der mittlere Sonnenberg-Horizont am mächtigsten ausgebildet. Ihr tuffitischer Charakter ist eindeutig; die Quarzporphyrtuffe wurden wahrscheinlich in einem aquatischen, eher aber in einem sumpfigen Milieu abgelagert.

Mikroskopisch konnten keine wesentlichen Unterschiede mit den übrigen Quarzporphyrtuffen beobachtet werden, nur dass in den tuffitischen Schichten der Sonnenberg-Horizonte eine stärkere Beimischung von kohligter Substanz vorhanden ist. Im allgemeinen ist der mittlere Sonnenberg-Horizont nicht fossilführend. Möglicherweise steht dies im Zusammenhang mit der stärkeren vulkanischen Aktivität. Nach Süden wird er rasch geringmächtig; die Laven (Quarzporphyre und Spilite) nehmen dagegen an Mächtigkeit zu.

- Der obere Sonnenberg-Horizont ist vor allem am Karrenstock sehr gut ausgebildet (Profil 13). Er besteht aus einer Wechsellagerung von grobkörnigen und sehr feinkörnigen, tonigen Schichten, wobei vor allem die gröberen Schichten zahlreiche fossile Holzreste enthalten. Diese sind im Gegensatz zu denjenigen im unteren Sonnenberg-Horizont nicht verkieselt, sondern weitgehend verkalkt. Im allgemeinen sind sie schlecht erhalten und konnten nicht näher bestimmt werden. Gegen oben nimmt der Gehalt an kohligem Substanz zu und am Berglihorn finden sich zu oberst sogar eigentliche Anthrazitschichten.

Der obere Sonnenberg-Horizont nördlich des Karrenstockes ist im allgemeinen weniger typisch. Die Einschaltungen von eigentlichen hellgrünen Quarzporphyrtuffen sind häufiger und der Gehalt an kohligem Substanz ist bedeutend niedriger (s. untenstehender Profil).

Profil 14. Nördlich des Karrenstockes.
K. 728 150 / 201 550 / 2290 m.

Unten: Schutt

Unter dem Schutt kommen die Quarzporphyrtuffe vor.

1. + 0.3 m Dunkelgraue, feinsandige bis siltige Schichten, schwach geschiefert.
2. 0.2 m Grau-grüne tonige Schiefer. Meist sind sie etwas glimmerhaltig und besitzen eine ausgeprägte tektonische Lineation.
3. 1.5 m Dunkelgraue, feinsandige bis siltige Schichten. Ähnlich (1).
4. 0.2 m Dunkelgraue, bis schwarze, dichte, tonige Schiefer.
5. 0.5 m Ziemlich massige, siltige bis feinsandige Schichten. Nach oben grobsandig ($\emptyset$ bis 2 mm).
6. 0.3 m Zuerst etwas sandige Schichten, die nach oben feinkörniger werden und in dunkelgraue bis schwarze tonige Schiefer übergehen.

7. 1.3 m Blassgrüne bis hellgrüne, ziemlich massige Schichten.
Komponenten bis 1 mm Ø.
8. 3 m Hellgrüne, geschieferte Quarzporphyrtuffe.
9. 1 m Dichte, hellgrüne Tonschiefer mit Einschlüssen von dunkel-
violetten bis dunkelgrauen, tonigen Komponenten (bis 30 mm Ø).
10. 3 m Wechsellagerung von hellgrünen und dunkelvioletten, tonigen
Schiefern. Nach oben können die Schiefer etwas siltiger werden
und enthalten öfters Glimmer und glasklare Quarze.
11. 2 m Dunkelgrüne, siltige Schiefer, sonst ähnlich (10).
12. Hellgrüne, wenig geschieferte Gesteine, die deutliche Einspreng-
linge von glasklaren und teilweise auch milchige Quarzen enthalten
(Quarzporphyrtuffe).

In einer mehr oder weniger dichten Grundmasse treten z.T. stark resorbierte Quarzeinsprenglinge auf. Kleinere Feldspateinsprenglinge, die öfters verzwillingt sind, kommen ebenfalls vor. Sie sind aber meist verwittert. Die Grundmasse wird von sehr fein ausgebildetem Quarz oder Feldspat gebildet und von Sericit-schlieren durchsetzt. Zusätzlich erkennt man grössere gewellte und z.T. zerfetzte Rhipidolith (Prochlorit)-Kristalle als Einsprenglinge.

(1-12): Obere Mären-Serie; Gesamtmächtigkeit: $\pm$ 15 m.
1 und 3-6: Einschaltungen vom Sonnenberg-Typus).

Oben: Quarzporphyrtuffe

Die mikroskopischen Untersuchungen der dunkelgrauen Schichten einerseits und der hellgrünen Quarzporphyrtuffe andererseits ergaben im allgemeinen keine wesentlichen Unterschiede. Die gröberen (sandigen) dunkelgrauen Schichten enthalten meist mehr kohlige Substanz.

Die dunkelgrauen bis schwarzen, feineren Schichten zeigen aber zusätzlich eigenartige Strukturen.

Im Mikroskop erkennt man eine dichte oder sehr fein ausgebildete Grundmasse, mit linsigen Strukturen. Diese linsigen Strukturen werden öfters von einer dünnen, fast schwarzen, kohligen Haut umgeben. Vereinzelt treten auch wahrscheinlich authigen entstandene Quarze auf. Die gesamte Grundmasse ist mehr oder weniger sericitisiert.

Es könnte sich hier eventuell um Glastuffe handeln, welche in einem sumpfigen Milieu abgelagert wurde. Die Kontraktionsrisse, die sich bei der Abkühlung besonders in saueren Gläsern bilden, zeigten ursprünglich kugelförmige Anordnung und diese Risse können nachträglich durch kohlige Substanz aufgefüllt worden sein. Die kugelförmigen Strukturen wurden später tektonisch zu linsigen Formen deformiert.

d. Der Sonnenberg-Horizont in der Bleitstock-Region

Der Sonnenberg-Horizont ist hier als Karbonatbank entwickelt. Er ist als südliche Fortsetzung des oberen Sonnenberg-Horizontes aufzufassen und seine Ausbildung lässt auf ein rein aquatisches Milieu schliessen (Vgl. die Profile 9, 10 und 11).

Die mikroskopischen Untersuchungen dieser Kalke geben folgendes Bild:

Es sind hauptsächlich Mikrite mit unregelmässigen, wolkigen Strukturen (nach der FOLK'schen Nomenklatur - Pelmikrite). Diese Kalke enthalten grössere Beimischungen von organischen, kohle-ähnlichen Substanzen. Kalzit- und Quarzadern treten öfters auf.

Interessant in diesen Karbonaten sind die rundlichen Gebilde, die wahrscheinlich Reste von Gastropodenschalen darstellen.

Dieser Karbonathorizont wurde von FISCH und TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1958) an der Typuslokalität entdeckt; im östlichen Freiberg kommt er nur gerade an den Bleitstöcken vor. Am mächtigsten ist er am mittleren Bleitstock ausgebildet (bis 1 m). Am vorderen Bleitstock ist er nur noch weniger als 1 m mächtig und am hinteren Bleitstock konnte noch ein etwa 10 cm mächtiges Vorkommen gefunden werden, das seitlich in die Tuffite der oberen Mären-Serie übergeht.

Interessant sind aber die hell- bis dunkelgrauen mehr oder weniger schiefrigen Schichten in der Gipfelregion des mittleren Bleitstockes (s. Profil 11, Schicht 15-17). Lithologisch sind sie den Uebergangsschichten in der Karrenstock-Berglihorn-Region ähnlich (S. 69 , s. Profil 12, Schicht 5). Es sind Tuffarkosen, die nach oben in deutliche Quarzporphyrtuffe übergehen. Es besteht deshalb die Möglichkeit, dass noch höhere Horizonte vom Sonnenberg-Typus bestehen, die aber nicht sehr typisch ausgebildet sind und eine lokale Verbreitung besitzen.

e. Die Sonnenberg-Horizonte in der Schwarztzschingel-Region

Die Gesteine vom Sonnenberg-Typus treten hier in zwei Horizonte auf (s. Profil 3 und 4). Sie würden etwa die südliche Fortsetzung des mittleren und oberen Sonnenberg-Horizontes entsprechen.

Ihr tuffitischer Charakter ist eindeutig und lithologisch würden sie den oberen Sonnenberg-Horizont der Karrenstock-Berglihorn-Region entsprechen. Teilweise kann man Verzahnungen mit den darunter- resp. darüberliegenden Schichten beobachten.

Andererseits kommen auch scharfe Grenzen vor.

f. Zur stratigraphischen Einordnung der Sonnenberg-Horizonte

Die Sonnenberg-Horizonte wurden von TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1958) als stratigraphische Bezeichnung eingeführt; SCHIELLY (1964, S. 80) verwendet dafür die Bezeichnung "Sunneberg-Serie" und räumt diesen Ablagerungen den Rang einer Formation ein. Es konnte aber gezeigt werden, dass mehrere Horizonte vom Charakter des "Sonnenberg-Typus" in die normalen Ablagerungen der oberen Mären-Serie eingeschaltet sind, sodass wir die Bezeichnung höchstens noch als lithologische Charakterisierung, nicht aber mehr als lithostratigraphischen Begriff verwenden können. Die Gesteine vom Sonnenberg-Typus bestehen, wie schon erwähnt wurde, aus Quarzporphyrtuffen, die in einem sumpfigen (?) bis aquatischen Milieu abgelagert worden sind. Die dunklen Kalke sind eindeutig aquatische Bildungen.

SCHIELLY konnte in den Sonnenberg-Horizonten des westlichen Freiberges, abgesehen von den schon bereits von TRÜMPY erwähnten Gastropoden und kleinen Kalkalgen, keine neuen Fossilien finden.

FISCH (1961, S. 60) fand dagegen in den kohligten, kieseligen Schiefern fossile Pflanzen, die er als Reste von Coniferen betrachtete.

Zur stratigraphischen Einordnung der Sonnenberg-Horizonte sind unterschiedliche Ansichten geäußert worden.

SCHIELLY (1964, S. 90) betrachtete die Sonnenberg-Horizonte als älteste Verrucano-Ablagerungen, wobei er sich auf die deutlich karbonähnliche Fazies gewisser Einschaltungen, namentlich etwa der schon ESCHER bekannten "Vallorcine-Konglomerate" vom Kammseeli stützte. Diese Auffassung kann jedoch kaum aufrecht erhalten werden.

In der Stammdecke des östlichen Freiberges konnte eine ununterbrochene stratigraphische Folge im Verrucano beobachtet werden, wo die Sonnenberg-Horizonte im oberen Teil der Mären-Serie auftreten.

Somit sind die Sonnenberg-Horizonte sicher jünger als der Ueblital-Sernifit.

Die Sonnenberg-Horizonte sind in die Grisch-Schichten der oberen Mären-Serie eingeschaltet und gehören somit eher mittleren bis jüngeren Teilen des Verrucano an; die "karbonartige" Faziesrekurrenz feuchterer Ablagerungsbedingungen hat stratigraphisch wenig zu bedeuten. Anzeichen feuchter Episoden finden sich ja auch im deutschen Unterrotliegenden noch ziemlich weit über dem Dach des paläontologisch datierten Oberkarbons.

g. Die Fossilien in den Sonnenberg-Horizonten

Es konnten im Laufe der Feldarbeiten zwei neue Fossilfundstellen gefunden werden. Sie befinden sich in der Gegend des Karrenstocks und treten nur in den unteren und oberen Horizonten auf.

Der fossile Holzrest, der in den unteren Horizont gefunden wurde (s. 69, Profil 12, Schicht 3) war relativ gut erhalten und konnte ziemlich gut bestimmt werden. Prof. Dr. R. HANTKE, der die Schliffe einer Untersuchung unterzog, kam zum Schluss, dass es sich eindeutig um Gymnospermenholz handelt. (s. Fig. 8 und 9)

In einem ungefähren tangentialen Schnitt erkennt man, dass das Sekundärholz aus Tracheiden mit "araukarioider Tüpfelung" besteht.

Als "araukarioid" bezeichnet man die Holztüpfel dann, wenn sie innerhalb einer Tracheide in mehreren Längsreihen alternierend stehen und einen sechseckigen Umriss haben. Die araukarioide Tüpfelung findet sich bei allen paläozoischen Gymnospermenhölzern (MÄGDEFRAU, 1956).

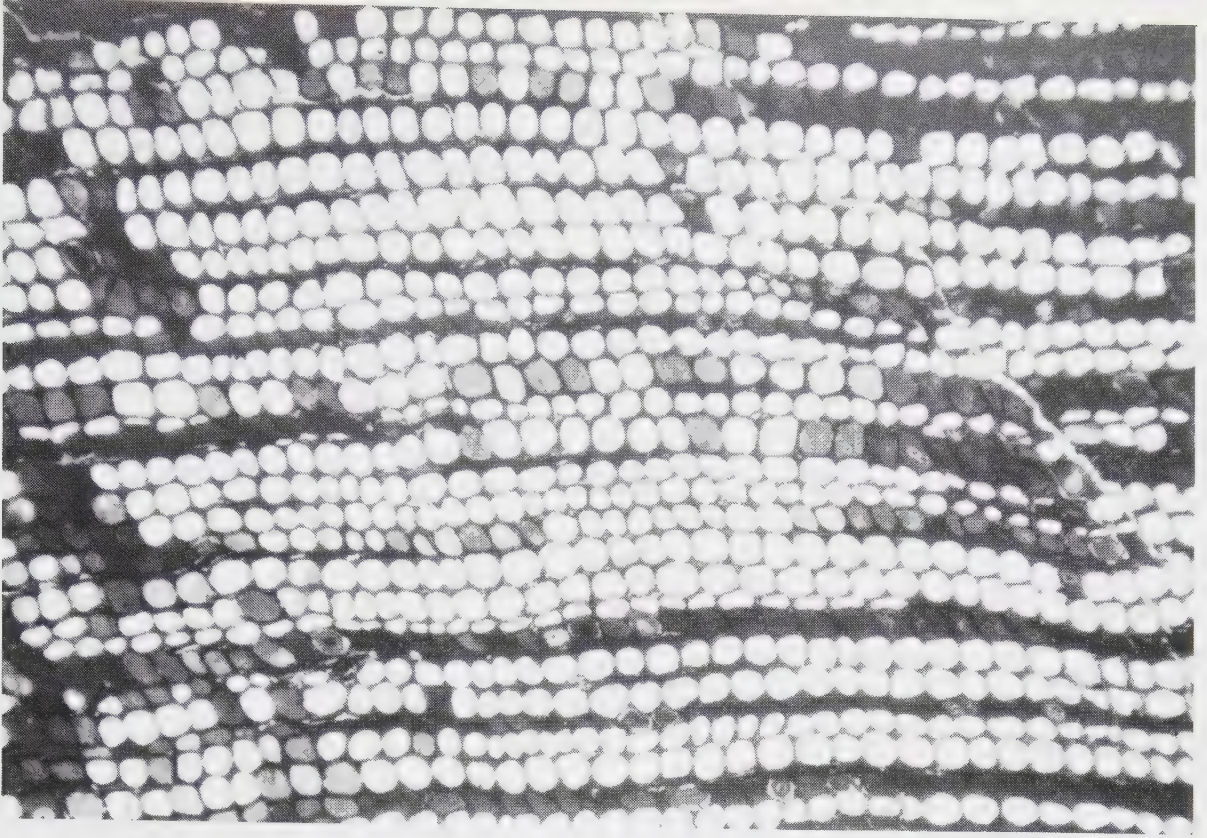


Fig. 8: Gymnospermenholz im oberen Sonnenberg-Horizont der Karrenstock-Region. $\pm$ Senkrecht zu Achse.

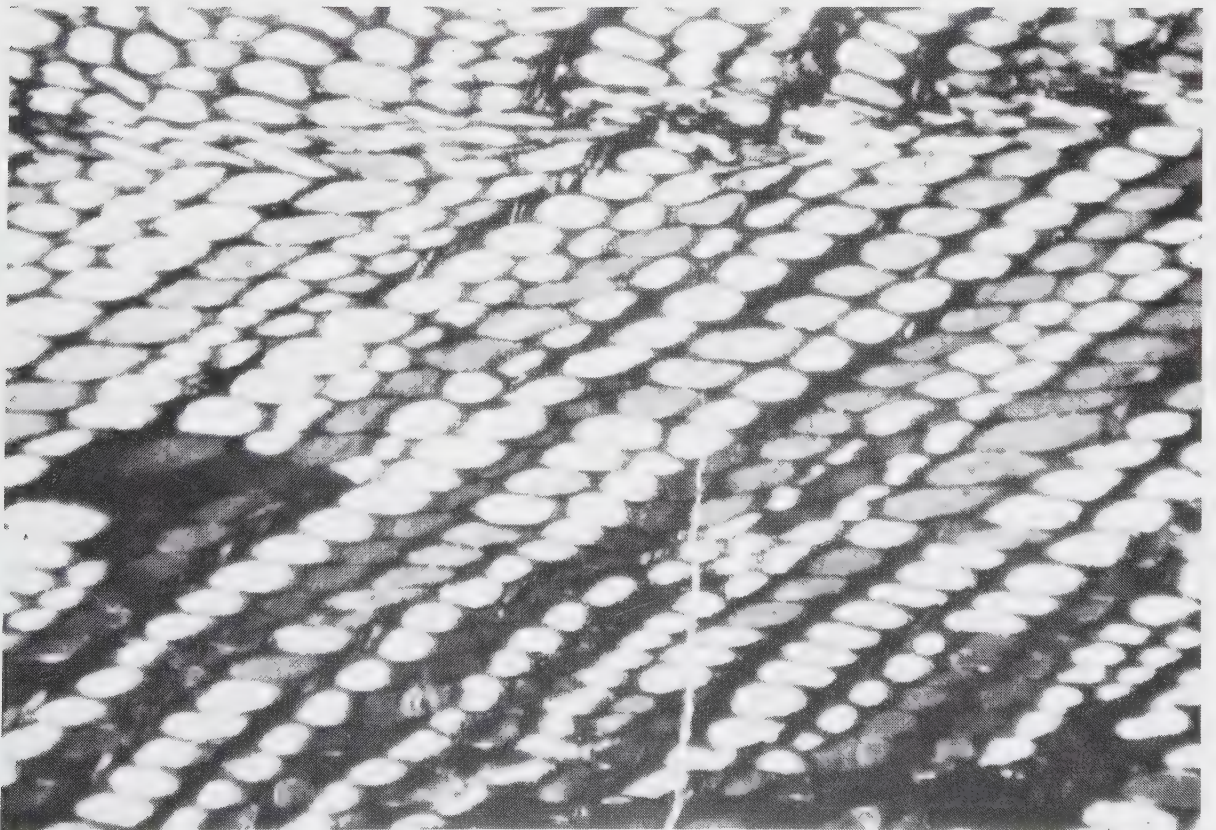


Fig. 9: Gymnospermenholz im oberen Sonnenberg-Horizont der Karrenstock-Region. $\pm$ Tangentialer Schnitt, tektonisch deformiert.

Bei der Betrachtung eines $\perp$ normal zu Achse stehenden Querschnittes kann man noch Andeutungen von Jahrringen erkennen.

Dies deutet darauf hin, dass es sich hier wahrscheinlich um die höchstentwickelten Pflanzen der Steinkohlenwälder handelt, nämlich die Cordaiten. Die Cordaiten treten erstmals im Kulm auf. Sie erlöschen aber bereits mit dem Oberrotliegendem wieder.

2.3.11. Betrachtungen zur Genese der Mären-Serie

Die sandigen bis konglomeratischen Ablagerungen der unteren Mären-Serie wurden, wie schon erwähnt wurde, mittels Schlammströme weiter ins Beckeninnere verfrachtet und dort abgelagert. Eindeutige Merkmale für ein aquatisches Milieu während der Ablagerung der unteren Mären-Serie fehlen aber.

Die Sonnenberg-Horizonte nehmen innerhalb der Verrucano-Ablagerungen eine einzigartige Stellung ein. Während alle anderen Gesteine wahrscheinlich unter semiariden Bedingungen entstanden sind, zeigen diese Horizonte Anzeichen von permanenter Wasserbedeckung und von wesentlich reicherer Vegetation, was sich auch in den reduzierenden Sedimentationsbedingungen äussert. Namentlich der Karbonathorizont ist eine eindeutig limnische Ablagerung, was auch durch die Süßwasserschnecken und Kalkalgen bewiesen wird. Die Anwesenheit von Cordaiten, die zur Flora der Steinkohlenwälder gehören und durchaus nicht als xerophytisch anzusehen sind, deutet ebenfalls auf wesentlich reichlichere Niederschläge hin.

In dieser Beziehung lassen sich die Sonnenberg-Horizonte mit aquatischen Einschaltungen im deutschen Rotliegenden, z.B. mit den Altenglaner-Schichten des pfälzischen Rotliegenden (FALKE, 1950) vergleichen, was aber keinesfalls bedeuten soll, dass sie etwa dem einen oder anderen dieser aquatischen Niveaux gleichzusetzen wären.

Auffallend ist die Vergesellschaftung der Sonnenberg-Horizonte mit Quarzporphyren und Quarzporphyrtuffen. Die Verkieselung der Holzreste im unteren Sonnenberg-Horizont kann anzeigen, dass lokale Wäldchen durch vulkanische Aschen zugedeckt wurden und dass damit eine nachträgliche Verkieselung des Holzes stattfand.

Die Seen, in denen sich die Sonnenberg-Horizonte ablagerten, sind offenbar

an den vulkanisch aktiven Teil des Verrucanotroges geknüpft; sie finden sich nur zwischen dem Diesbachtal und dem östlichen Freiberg, sowie, in ganz atypischer Ausbildung, am Westfuss des Guldertstockes (FISCH, 1961, S. 41).

Man kann deshalb vermuten, dass die Entstehung dieser Seen direkt an die rhyolithische Eruptionstätigkeit geknüpft war, welche vielleicht den Aufstau dieser Gewässer erst ermöglichte.

Eine seitliche Korrelation der einzelnen Horizonte ist nur auf geringe Distanz möglich, sodass die einzelnen Seen wahrscheinlich nur recht klein waren.

2.4. Die Karrenstock-Schichten

2.4.1. Allgemeines

Die Karrenstock-Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von sandigen und siltig-tonigen Schichten. In diese Schichten sind öfters Tuffe, Tuffite und Laven (vor allem Chlorit-Spilite) eingeschaltet.

An der Basis dieser Schichten treten oftmals grobkonglomeratische Ablagerungen auf. Die detritischen-Schichten bestehen zum grössten Teil aus vulkanischen Abtragungsprodukten.

Die Karrenstock-Schichten stellen eine lithologische Fazies innerhalb des Fuggstock-Sernifites FISCHs dar. FISCH (1961, S. 42) räumte diesen grob-detritischen Ablagerungen den Rang einer Formation ein. Somit könnte man die Karrenstock-Schichten lithostratigraphisch als "Schichten" oder "Beds" innerhalb dieser Formation bezeichnen.*

* In den Diskussionen wurde mehrfach vorgeschlagen die Karrenstock-Schichten als selbständige Formation zu bezeichnen. Es bestehen andererseits aber keine wesentlichen Unterschiede in den detritischen Ablagerungen der Karrenstock-Schichten und des Fuggstock-Sernifites, so dass auch die Möglichkeit besteht den Begriff der Karrenstock-Schichten fallen zu lassen und statt dessen einfach von einer Formation, der Fuggstock-Sernifit, sprechen. Es konnte aber gezeigt werden, dass die vulkanischen Einschaltungen im östlichen Freiberg einen wesentlichen Bestandteil dieser Ablagerungen darstellen. Es besteht somit die Möglichkeit von einer Karrenstock-Fuggstock-Serie zu sprechen oder auch die Karrenstock-Schichten als lithologische Fazies innerhalb des Fuggstock-Sernifites zu betrachten.

FISCH konnte in seinem Untersuchungsgebiet einen allmählichen Uebergang von den roten und grünen Tonschiefern der Grisch-Schichten in die grünen Siltschiefer des Fuggstock-Sernifites beobachten. Im allgemeinen konnte er keine scharfen Grenzen zum Liegenden und Hangenden beobachten.

Die Begrenzungen der Karrenstock-Schichten sind dagegen deutlicher. Das Liegende dieser Schichten wird vor allem in der Gegend des Karrenstocks von den Quarzporphyren und Quarzporphyrtuffen gebildet. Mit einer scharfen Grenze treten sodann über diesen Vulkaniten die grobkonglomeratischen Ablagerungen der Karrenstock-Schichten auf. Das Hangende wird von den Spiliten gebildet.

Typuslokalität ist der nördliche Vorgipfel des Karrenstocks (K. 728 125 / 201 775 / 2315 m), wo diese Schichten am vollständigsten ausgebildet sind. Nach Norden und Süden werden diese Schichten durch Vulkanite ersetzt. Die Fortsetzung der Karrenstock-Schichten gegen W ist ungewiss.

2.4.2. Verbreitung

Die Karrenstock-Schichten der Glarner-Decke kommen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Chrämer) vor. Es sind hier massige, sandige Schichten, die höchstens 5 m mächtig sind.

Am mächtigsten aber sind diese Schichten in der näheren Umgebung des Karrenstockes (Stammdecke). Beim Berglimattseeli verzahnen sich die Schichten mit den mächtigen Chlorit-Spiliten des Hohberges und bestehen nur noch aus geringmächtigen Silt- bis Tonschiefern. Beim Gandstock werden diese Schiefer von dem mächtigen Hämatit-Spilit seitlich vertreten. Auch nach Süden nimmt die Mächtigkeit dieser Schiefer schnell ab. Im südlichen Teil des östlichen Freiberges finden sich an Stelle der typischen Karrenstock-Schichten nur noch einzelne, geringmächtige Lagen von sandigen bis tonigen Schiefern.

Die Karrenstock-Schichten sind gegen Westen am ehesten mit der "Aueren-Serie" oder der "Milchspüler-Serie" SCHIELLYs (1964, S.64) zu vergleichen.

2.4.3. Lithologie und Detailprofile

Profil 15. Typusprofil der Karrenstock-Schichten. Nördlicher Vorgipfel des Karrenstockes.

K. 728 125 / 201 775 / 2270 m

Unten: Schutt. Unter der Schuttbedeckung treten mehr oder weniger massige Quarzporphyre auf.

1. 0.3 m Dunkelgraue bis dunkelviolette, siltige Schiefer.
2. 2.5 m Graue bis grauviolette, etwas geschieferte Sandsteine. Sie enthalten im allgemeinen Glimmer und werden von teilweise dicken Quarzadern durchsetzt.
Scharfe Grenze gegen oben.
3. 1.5 m Grobkonglomeratische Bank. (Korngrösse bis 10 cm Ø). Man kann keine bestimmte Anordnung der Komponenten erkennen. Die Gerölle bestehen zur Hauptsache aus Vulkaniten und sind relativ gut gerundet. Das Gestein wird von dünnen Quarzadern durchsetzt.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Gerölle hauptsächlich aus Chlorit- und Hämatit-Spiliten bestehen.
Die nicht sehr reichliche Grundmasse besteht aus Sericit mit Quarz- und stark verwitterten Feldspatkörnern.
4. 15 m Wechsellagerung von dunkelroten bis dunkelvioletten siltig-tonigen und sandigen Schieferen. Nach oben nehmen die sandigen Partien zu und enthalten im allgemeinen vermehrt Glimmer.
5. 1 m Massige Sandsteinbank mit glasklaren Quarzkörnern, stark glimmerhaltig, grau bis grauviolett. Die Komponenten sind undeutlich lagig angeordnet.
Scharfe Uebergang gegen -

6. 2-3 m Hellgrüner, massiger Chlorit-Split.
7. 50 m Wechsellagerung von siltig-tonigen und sandigen Schiefern, ähnlich (4). Nach oben sind die Schichten intensiver rot gefärbt.
8. 5 m Dunkelrote bis braunrote, tonige Schiefer, die nach oben sandreicher werden.
9. 2 m Feinkonglomeratistische Bank, die hauptsächlich aus Hämatit-Splitgeröllen besteht. Das Gestein ist intensiv braunrot gefärbt.
Scharfe Grenze gegen -
10. Massiger, braunvioletter Hämatit-Split.

(1-9: Karrenstock-Schichten. Die Basis dieser Abfolge liegt etwa 1-2 m unterhalb Schicht 1. Gesamtmächtigkeit: $\pm$ 80 m).

Oben: Vorgipfel des Karrenstockes

In diesem kleinen Profil kommen drei konglomeratistische Bänke vor:

- Die Komponenten von Schicht 4 bestehen zur Hauptsache aus Spliten. Vereinzelt treten auch Quarzitkomponenten auf. Bemerkenswert ist die scharfe Grenze an der Basis dieser Bank. Auch fällt das fast vollständige Fehlen der Quarzporphyrkomponenten auf. Diese Konglomeratbank ist nur lokal entwickelt. Die Splittrümmer wurden möglicherweise von einem lokalen, kleineren Schlammstrom transportiert. Die Rundung der Komponenten ist entschieden besser als beispielsweise im Ueblital-Sernifit.
- Die mittlere Bank ist dagegen viel feinkörniger. Sie zeigt auch eine lagige Anordnung der Komponenten. Die Komponenten bestehen zur Hauptsache aus Quarztrümmern, wobei die grösseren Quarzkomponenten deutlich korrodierte Formen zeigen. Die

kleineren Quarzkomponenten sind meist splitterig, können aber auch gerundet sein. Die verschiedenen Quarzkomponenten sind folgenderweise verteilt.

Deutlich korrodierte Quarze	10-15 %
Splitterige Quarze	50-60 %
z.T. gerundete Quarze	30-25 %

Neben diesen grösseren Komponenten von Hämatit-Splitit finden sich auch isolierte, z.T. verzwillingte Feldspatkörner.

Interessant ist das Auftreten von Chlorit. Es scheint, dass sich der Chlorit aufgeblättert hat und interlamellar sich Muscovit und brauner Eisenoxyd gebildet hat, so dass im Mikroskop eine Art Bänderung zu sehen ist. Nachträglich wurden diese Lamellen tektonisch deformiert. Die Grundmasse ist im allgemeinen sehr feinkörnig und wird von feinen Sericitschlieren durchzogen. Vereinzelt kommen auch grössere Muscovite vor.

- Die obere Bank besteht nur lagenweise aus feinkonglomeratischen Partien, im allgemeinen ist sie grobsandig.

Unter dem Mikroskop erkennt man neben den Hämatit-Splititkomponenten meist kleinere Quarzit- oder Quarzkomponenten. Die Quarze zeigen öfters korrodierte Formen.

Die feinkörnige Grundmasse ist reich an Sericit und Hämatit.

Bemerkenswert ist, dass diese Bank unterhalb der Hämatit-Spilite (s.81, Profil 15, Schicht 10) auftritt. Die Trümmer von Hämatit-Spiliten stammen wahrscheinlich vom Gandstock; die dortigen Laven dürften gleichaltrig sein wie die Karrenstock-Schichten.

Profil 16. Nördlich des Berglihorn.
K. 728 150 / 200 950 / 2340 m

Unten: Schutt

1. 5 m Bleichgrüne, ziemlich dichte, tonige Schiefer (Quarzporphyrtuffe).
2. 1 m Feinkörnige, hellgrüne Schiefer (Quarzporphyrtuffe ?).
In einer sericitreichen, sehr feinkörnigen Grundmasse schwimmen teilweise stark resorbierte Quarzkörner, vereinzelt auch verwitterte, unverzwilligte Feldspäte, sowie gewellte oder verbogene und zerfetzte Chlorite (Rhipidolithe).
3. 2 m Sandige bis teilweise siltige, blassgrüne Schiefer (Quarzporphyrtuffe ?).
4. 1.5 m Dunkelviolette, sandige bis siltige, glimmerführende Schiefer.
5. 1 m Siltig-tonige, dunkelviolette Schiefer, glimmerärmer.
6. 1.5 m Graue bis grauviolette Grobsandsteine bis Feinkonglomerate.
Nach oben werden die Schichten etwas feiner.
7. 0.7 m Siltig-tonige Schiefer, mit vereinzelt grösseren Komponenten (bis 2 mm $\emptyset$).
8. 0.5 m Sandige bis teilweise siltige Bank, etwas geschiefert.
Glimmerhaltig.
9. 0.3 m Glimmerhaltige, siltig-tonige Schiefer, meist dunkelviolet.
10. 0.5 m Stark glimmerhaltige, siltige Schiefer, mit vereinzelt Komponenten bis 2 mm Grösse.
11. 5 m Blassgrüne Schiefer, die kleinere, glasklare Quarzkörner enthalten. Quarzporphyrtuff (?).
12. 1 m Dunkelrote bis dunkelviolette, dichte Schiefer. Hämatit-Spilittuffe (?).

(1-3: Obere Mären-Serie; 4-12: Karrenstock-Schichten.

(1-3: Obere Mären-Serie; 4-12: Karrenstock-Schichten.
Gesamtmächtigkeit der Karrenstock-Schichten: ± 6.5 m).

Oben: Dunkelvioletter Hämatit-Split

Das Liegende der Karrenstock-Schichten ist in obenstehenden Profil aufgeschlossen. Es wird hier von den Quarzporphyrtuffen gebildet. Nördlich des Karrenstocks ist die Basis nicht aufgeschlossen. Erst beim Berglimattseeli liegen die stark reduzierten Karrenstock-Schichten wiederum gut aufgeschlossen auf geringmächtigen Quarzporphyrtuffen. Beim hinteren Gandstock folgen die Karrenstock-Schichten unmittelbar auf den Chlorit-Spliten des Hohberges.

Bemerkenswert ist die Chlorit-Splitbank innerhalb der Karrenstock-Schichten, die am Karrenstock selber zuerst geringmächtig ist, nach N aber schnell zunimmt um schlussendlich die mächtigen Chlorit-Splite des Hohberges zu bilden. Die Zunahme der Mächtigkeit der Chlorit-Splite gegen N geht auf Kosten der detritischen Ablagerungen vom Typus der Karrenstock-Schichten.

Das Hangende der Karrenstock-Schichten wird im Untersuchungsgebiet meist von den Hämatit-Spliten gebildet. Wie beim Gandstock werden die Karrenstock-Schichten auch beim Berglihorn seitlich von den Hämatit-Spliten vertreten.

Die lithologischen Merkmale der Karrenstock-Schichten ändern sich lateral ziemlich rasch. So enthalten die Karrenstock-Schichten in der Gegend des Berglihorns eindeutig mehr vulkanische Einschaltungen als die Schichten bei der Typuslokalität.

Einige weitere Lokalitäten seien noch kurz erwähnt:

- Die Karrenstock-Schichten der Glarner-Decke. Sie beschränken sich nur auf ein geringmächtiges Vorkommen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Chrämer) und bestehen hier nur aus einer etwa 10 m mächtigen, massigen Sandsteinbank. Bemerkenswert ist die deutlich lagige Anordnung der Komponenten, die in kleinem Bereich (bis 10 cm mächtig) sogar eine Vertikalsortierung zeigen. Es kommt sowohl normale als auch verkehrte Vertikalsortierung vor.

Unter dem Mikroskop erkennt man in einer dichten, rotbraun pigmentierten Grundmasse hauptsächlich Trümmer von Quarz und z.T. stark verwitterten Feldspäten (Albite). Vereinzelt kommen auch kleinere Hämatit-Spilitgerölle vor. Auch hier sind die grösseren Quarzkörner meist korrodiert, die kleineren dagegen splitterig bis kantengerundet. Im allgemeinen ist die sandige Fraktion in diesen Schichten gut vertreten.

Das Liegende der Karrenstock-Schichten der Glarner-Decke ist im Untersuchungsgebiet nirgends aufgeschlossen. Es ist aber anzunehmen, dass es von den tuffitischen Schichten der oberen Mären-Serie gebildet wird.

- Die Karrenstock-Schichten am Berglimattseeli. Wie schon erwähnt wurde, sind die detritischen und teilweise tuffitischen Schichten vom Karrenstock-Typus in dieser Region geringmächtig. Dafür treten hier nun mächtige Chlorit-Spilite auf, die am Hohberg etwa 60 m messen. Die massigen Chlorit-Spilite werden unter- und überlagert von deutlich geschieferten Chlorit-Spilittuffen. Unterhalb des Chlorit-Spilitkomplexes treten rötlich-violette, sehr feinkörnige, tuffitische (?) Schichten auf, die höchstens 1 m mächtig werden. Interessanterweise treten ähnliche, mehr oder weniger tuffitische Schichten auch über dem Chlorit-Spilitkomplex auf. Der mächtige Chlorit-Spilitkomplex des Hohberges keilt nach Süden schnell aus und wird in der Karrenstock-Region nur noch durch eine geringmächtige Bank vertreten (s. Profil 15, Schicht 6).

Zusammenfassend können wir sagen, dass die Karrenstock-Schichten aus einer Abfolge von detritischen Ablagerungen, Tuffiten, Tuffen und Laven aufgebaut werden.

Die detritischen Ablagerungen bestehen hauptsächlich aus Abtragungsprodukten von Quarzporphyren und Hämatit-Spiliten und sind in der Karrenstock-Region sowie in der Glarner-Decke am besten entwickelt. Bemerkenswert ist der grosse Anteil der Quarzkomponenten in den sandigen Schichten. Diese Quarze machen bis zu 40 % aller Komponenten aus und sind, wie schon erwähnt wurde, splitterig ausgebildet.

Ofters bestehen die Karrenstock-Schichten aus Tuffen und Tuffiten. Es handelt sich sowohl um Quarzporphyrtuffe als Spilituffe, wobei am Berglihorn die Quarzporphyrtuffe und am Berglimattseeli die Spilituffe vorherrschen.

Einen wesentlichen Bestandteil der Karrenstock-Schichten bilden die Lava-Einschaltungen, z.B. die Chlorit-Spilite des Hohberges.

Die Hämatit-Spilite des Gandstockes und Berglihorns dürften gleichaltrig sein wie die Karrenstock-Schichten und stehen in enger Beziehung mit jenen Hämatit-Spiliten, die meistens das Hangende der detritischen und tuffitischen Abfolgen der Karrenstock-Schichten bilden (s. Profil 15, Nr. 10 und Profil 16).

2.4.4. Betrachtungen zur Korrelation

FISCH (1961, S. 42) beschrieb aus dem Gulderstockgebiet eine grobdetritische Formation von roten Breccien und Feinbreccien, die er als Fuggstock-Sernifit bezeichnete. Diese Sernifite bilden im allgemeinen das Hangende der Grisch-Schichten, d.h. der oberen Mären-Serie.

Nach FISCH's Beschreibungen stimmt der Fuggstock-Sernifit in seinen strukturellen und teilweise auch seinen lithologischen Merkmalen vor allem mit der detritischen Abfolge der Karrenstock-Schichten überein. So konnte er öfters eine deutliche lagige Anordnung der Komponenten beobachten, wobei auch eine Sortierung nach der Korngrösse auftreten kann. FISCH beobachtete hier sowohl normale als auch inverse Vertikalsortierung. Weiterhin ist bemerkenswert, dass die granitischen Komponenten völlig fehlen und dass die Komponenten hauptsächlich aus Spilit und Quarzporphyr bestehen. FISCH bestimmte den Totalanteil des Quarzes auf etwa 40 % aller Komponenten, was auch für die detritischen Partien der Karrenstock-Schichten zutrifft.

Ueberhaupt sah FISCH die hellen, wasserklaren Quarzkörner als charakteristisches Leitmineral dieser Formation an. In den Karrenstock-Schichten sind diese hellen Quarze aber relativ wenig vertreten und treten nur in vereinzelter massigen Sandsteinbänken auf. Andererseits können diese wasserklaren Quarze öfters auch in vereinzelter Sandsteinbänken der unteren Mären-Serie und sogar auch in den Sernifitschiefern beobachtet werden. Im allgemeinen stammen diese Quarzkörner aus Quarzporphyren. Abtragungs-

produkte der Quarzporphyre treten aber in fast allen Schichten des Verrucano auf, sodass diese hellen Quarzkörner keinen stratigraphischen Leitwert besitzen.

Da die korrodierten Quarze im Fuggstock-Sernifit zugunsten der gerundeten zurücktreten, nahm FISCH (1961, S.44) an, dass der Fuggstock-Sernifit eine rein detritische Ablagerung darstellt. Beim Vergleich der Handstücke und Dünnschliffe können aber bestimmte Horizonte im Profil östlich des Gulderstock-Gipfels (s. FISCH, 1961, Profil 9, Nr. 1, 2 und 5) durchaus mit den Quarzporphyrtuffen am Berglihorn (s. Profil 16, Nr.11) verglichen werden. Es ist aber deutlich, dass die Einschaltungen der Vulkanite häufiger in den Karrenstock-Schichten vorkommen als im Fuggstock-Sernifit.

HUBER (1964, S.43) hatte den "Sernifite supérieur" des Gufelstockgebietes mit dem Fuggstock-Sernifit korreliert. RYF (1965, S.28) aber stellte den "Sernifite supérieur" zum Murgtal-Sernifit. Auf Grund der Grösse der Komponenten (HUBER beschrieb Komponenten mit 10 cm Ø) und des spärlichen Auftretens von granitischen Komponenten nahm RYF eine Schüttungsrichtung aus Norden an. Tatsächlich fehlen Komponenten dieser Grösse im allgemeinen im Fuggstock-Sernifit. Auch die Karrenstock-Schichten bestehen hauptsächlich aus Feinbreccien und nur an der Basis treten kleinere Horizonte von Konglomeraten auf.

Im Gegensatz zum Liegenden, den oberen Gufelialp-Schichten, zeigt der "Sernifite supérieur" ähnlich unregelmässige sedimentäre Strukturen wie der Ueblital-Sernifit oder der Murgtal-Sernifit. Die grobsandigen bis siltigen Schichten der oberen Gufelialp-Schichten sind dagegen deutlich geschichtet und oft auch vertikal sortiert.

Die von RYF (1965, S.28) vorgeschlagene Korrelation des Fuggstock-Sernifites mit den oberen Gufelialp-Schichten scheint deshalb plausibler. HUBER konnte in den oberen Gufelialp-Schichten keine deutlichen Tuffhorizonte mehr beobachten.

Dies trifft im allgemeinen auch für den Fuggstock-Sernifit der Mürtschen-Decke im Gulderstockgebiet einerseits und anderseits die Karrenstock-Schichten der Glarner-Decke im nördlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes zu.

Dagegen sind die Karrenstock-Schichten der Stammdecke wegen der vulkanischen Einschaltungen lithologisch gesamthaft verschiedenartig zusammengesetzt.

Es ist deshalb, dass wir die Karrenstock-Schichten als eine lithologische Fazies innerhalb des Fuggstock-Sernifites betrachten wollen.

Schwieriger ist es, die Fortsetzung der Karrenstock-Schichten im westlichen Glarner Freiberg zu verfolgen. SCHIELLY (1964, S.96) beschrieb hier eine Abfolge von detritischen und tuffitischen Schichten, welche öfters Einschaltungen von spilitischen Laven enthalten.

Sie liegen über den Sonnenberg-Horizonten und sind teilweise auch in die Quarzporphyrtuffe eingeschaltet. In den höheren Schuppen bezeichnete er diese Schichten als "Milchspüler-Serie"; in den tieferen als "Aueren-Serie". Da die lithostratigraphische Begrenzungen SCHIELLY's teilweise unklar sind, ist es schwierig zu entscheiden, ob die Karrenstock-Schichten mit der Milchspüler-Aueren-Serie zu korrelieren sind.

Es ist anzunehmen, dass im vulkanisch aktiven Teil des Troges grössere Faziesdifferenzen und Mächtigkeitsschwankungen auftreten können, so dass es also gut möglich ist, dass Karrenstock-Fuggstock und Milchspüler-Aueren-Serie einander entsprechen.

Interessant ist das Auftreten von grobkonglomeratischen Schichten an der Basis der Milchspüler-Aueren-Serie (SCHIELLY, 1964, S.100). Im allgemeinen enthält die Milchspüler-Aueren-Serie bedeutend mehr Tuff- und Lava-Einschaltungen. Diese treten gegen E zurück; sie sind im östlichen Freiberg weniger vertreten und fehlen im Guldertstockgebiet praktisch ganz. Das Auftreten von feinkonglomeratischen bis grobsandigen Schichten in der Milchspüler-Aueren-Serie interpretierte SCHIELLY (1964, S.100) als reine Oberflächenbildungen der Ergüsse. Oefters treten diese Schichten auch im Liegenden der Ergüsse auf, so dass man annehmen könnte, dass die gesamte Formation verkehrt liegt. Dies braucht nicht der Fall zu sein. Oefters sind diese feinkonglomeratischen bis grobsandigen Ablagerungen Abtragungsprodukte von schon vorhandenen Ergüssen und wurden in tiefer gelegene Gebiete transportiert. Diese Ablagerungen können nachträglich von neuen Ergüssen überdeckt werden

2.4.5. Zur Genese der Karrenstock-Schichten

Die Karrenstock-Schichten werden hauptsächlich von Sandsteinen und Feinkonglomeraten, sowie auch von Tuffen, Tuffiten und Laven gebildet.

Zwischen vulkanischen und detritischen Ablagerungen bestehen zum Teil Uebergänge (Tuffite).

Die detritischen Ablagerungen bestehen aus Abtragungsprodukten von schon vorhandenen Ergüssen oder Tuffen und wurden in den lokalen Senken abgelagert. Man muss annehmen, dass im vulkanisch aktiven Teil des Troges, namentlich im westlichen Freiberg und wahrscheinlich in der Hausstock-Gruppe, ein ziemlich ausgeprägtes Relief vorhanden war, so dass diese Ablagerungen in diesem Gebiet grösseren Mächtigkeitsschwankungen unterworfen sind.

Diese detritischen Ablagerungen werden in den östlichen (Gulderstock-) und nördlichen (Gufelstock-) Gebieten bedeutend mächtiger und sind im allgemeinen gleichmässiger ausgebildet; es sind dies die Hauptablagerungsgebiete des Fuggstock-Sernifites. Sie lagen offensichtlich tiefer als das vulkanische Liefergebiet.

Die detritischen Sedimente wurden durch Schlammströme, ähnlich wie bei der Ablagerung des Ueblital-Sernifites, in die tiefer gelegenen Gebiete transportiert und dort abgelagert. Die relativ gute Rundung der Gerölle deutet auf einen längeren Transport hin. Oefters werden in den detritischen Partien der Karrenstock-Schichten und im Fuggstock-Sernifit eine Schichtung und insbesondere eine Vertikalsortierung vorgefunden als in den Sernifit-schiefern des Ueblital-Sernifites.

Möglicherweise herrschten während der Ablagerung der Karrenstock-Fuggstock Abfolge feuchtere Bedingungen vor. Dies wäre gut denkbar, da die Karrenstock-Schichten ja das Hangende der Sonnenberg-Horizonte bilden, die z.T. eindeutig unter aquatischen Bedingungen abgelagert worden sind.

2.5. Die Kärpf-Serie

2.5.1. Allgemeines

Die grobdetritische Kärpf-Serie ist die jüngste Formation des Verrucano im Glarner Freiberg. Diskordant wurden diese Ablagerungen von SE her auf den Laven geschüttet. Im allgemeinen sind die unteren und oberen Schichten dieser Formation siltig-tonig bis grobsandig, die mittleren Schichten grobkonglomeratisch.

AMSTUTZ (1954, S. 95) führte den Namen "Gipfelkonglomerat" (ursprünglich ein Feldbuchname von R. TRÜMPY) für diese Formation in die Literatur ein. SCHIELLY (1964, S.101) benützte die Bezeichnung "Gipfelkonglomerat" nur für die mittleren, grobkonglomeratischen Schichten. Gesamthaft bezeichnete SCHIELLY diese Formation als "Kärpf-Serie". Wir wollen den von SCHIELLY eingeführten Terminus weiterhin benützen.

Typuslokalität ist der Kärpfgipfel. Hier konnte SCHIELLY (1964, S. 52) deutlich eine Dreiteilung beobachten, wo zuerst feinere, teilweise siltige Schiefer diskordant auf den Laven liegen, die langsam in die grobkonglomeratischen Schichten übergehen. Die oberen Schichten werden wieder sandiger und im Untersuchungsgebiet treten sogar dunkelrote, feine Tonschiefer, ähnlich den Schönbühl-Schiefern, auf.

SCHIELLY (1964, S. 102) konnte eine deutliche Diskordanz zwischen den grobdetritischen Ablagerungen und den Laven feststellen, die im Süden des Freiberges bis 10^0 und mehr betragen kann. (s.Fig.10 und 11)

Im östlichen Freiberg ist aber diese Diskordanz weniger deutlich. Sie kann im allgemeinen aber noch gut erkannt werden; am hinteren Gandstock dagegen ist es z.T. schwierig, eine Grenze zwischen diesen beiden Formationen zu ziehen. Die oberen Partien des Hämatit-Spilites bestehen hauptsächlich aus vulkanischen Breccien, die allmählich in die feineren, teilweise siltig-sandigen Schichten der Kärpf-Serie übergehen.

Vor der Ablagerung der Kärpf-Serie waren die Vulkanite einer Erosion ausgesetzt, die wahrscheinlich nicht überall gleich lang gedauert hatte.

2.5.2. Lithologie und stratigraphische Detailprofile

Profil 17. Nördlicher Gandstock-Gipfel.

K. 727 600 / 203 275 / 2240 m



Fig.10: Diskordanz zwischen den Hämatit-Spiliten und der Kärf-Serie. Gandstock, Westseite.



Fig.11: Dasselbe von der Südseite.

Unten: Massiger Hämatit-Spilit mit chloritgefüllten
Mandeln

1. 12 m Siltige bis feinsandige, braunrote, glimmerreiche Schiefer.

Im Dünnschliff erkennt man als Komponenten hauptsächlich Quarz und Glimmer. Seltener treten auch verzwillingte Albite auf. Bemerkenswert ist, dass die Quarze keine primären Korrosionsformen zeigen; es handelt sich fast ausnahmslos um splitterige Quarze, die durch die "Rotfärbung" nachträglich korrodiert werden können. Die Albite sind öfters sericitisiert. Karbonat kommt feinverteilt in der dichten Grundmasse vor, die auch eine stärkere Beimischung von Hämatit enthalten kann.

2. 15 m Grobsandige bis grobkonglomeratische, ± geschieferte Schichten. Im allgemeinen enthalten sie Glimmer. Als Komponenten (bis 10 cm Ø) erkennt man hauptsächlich Hämatit-Spilit, pegmatitische Granite, rote Tonschiefer und auch grössere Feldspatkristalle. Die grösseren Quarzkristalle sind meist milchig, daneben treten auch glasklare Quarze auf.

3. 8 m Feine Wechsellagerung von glimmerreichen und glimmerarmen Schichten. Die glimmerreichen Partien sind generell etwas feiner.

4. 0.5 m Dichte, braunrote bis blutrote Tonschiefer.

(1-4: Kärpf-Serie. Gesamtmächtigkeit etwa 36 m).

Oben: Vorder Gandstock-Gipfel

Die Anwitterung des Gesteins erschwerte eine genaue Auszählung der Gerölle. Die unten angegebenen Zahlen sind mittlere Werte der verschiedenen Auszählungen am Gandstock- und Karrenstockgipfel.

Geröllauszählung in der Kärpf-Serie:

Quarzporphyre	15%
Pegmatite / Granite	12%
Rote Tonschiefer	25%
Dunkle Tonschiefer	~ 1%
Hämatit-Spilite	22%
Chlorit-Spilite (?)	1-2%
Quarzite und grössere Quarze	8%
Glimmerschiefer	~ 5%
Feldspatkristalle (3cm Ø)	~ 5%

SCHIELLY (1964, S. 108) erwähnte schon das Fehlen von Chlorit-Spilit-komponenten. In der Kärpf-Serie des östlichen Freiberges treten vereinzelt hellgrüne, dichte tonige Komponenten auf, die möglicherweise noch Reste dieser Chlorit-Spilite darstellen können. SCHIELLY nahm an, dass die hellgrünen Chlorit-Spilite gegenüber Verwitterung und Transport weniger resistent waren als die Hämatit-Spilite. Andererseits ist aber zu berücksichtigen, dass die letzten grösseren Chlorit-Spilitergüsse während der Ablagerung der Karrenstock-Schichten aufgetreten sind. Die Kärpf-Serie wird meist von den Hämatit-Spilitergüsse (im Kärpf-Gebiet von den Quarzporphyren) unterlagert, so dass man die Herkunft dieser Hämatit-Spilitgerölle leicht erklären kann.

Ueber das Herkunftsgebiet der pegmatitischen Granitgerölle und der teilweise frischen, detritischen Feldspäte bestehen verschiedene Ansichten:

1. Die grosskristallinen, pegmatitisch-schriftgranitischen Gerölle stammen nach SCHIELLY (1964, S. 108) aus einem subvulkanischen Granitkörper oder aus der Randfazies eines Granitstockes, der erodiert worden ist. Nach ihm scheint ein Zusammenhang zu bestehen zwischen dem Förderzentrum der sauren Laven und der Tatsache, dass in jener Gegend schon sehr früh ein granitischer Stock von der Erosion erreicht wurde. Ebenfalls nach SCHIELLY stammen die detritischen Feldspäte, die aus dem S oder SE geschüttet worden sind, aus einem Granitpegmatit, der im Zusammenhang mit der Förderung der Laven der "Sunneberg-Serie" entstand. Die ursprüngliche Lage dieses Granitstockes käme etwa südlich des Vorab in die Gegend des Rheintales zu liegen.

2. Nach obenstehender Darstellung müsste eine tiefgreifende Erosion der Quarzporphyre stattgefunden haben, wobei man die Erosionstrümmen im Fuggstock-Sernifit finden müsste. Grössere Trümmer von Quarzporphyren fehlen aber im Fuggstock-Sernifit. Dagegen können noch Komponenten von Hämatit-Spiliten vorkommen. Nur noch der relativ hohe Totalanteil der Quarzkörner kann einen Rest der erodierten Quarzporphyre darstellen. Es ist deswegen auch möglich, dass das Herkunftsgebiet dieser Granitgerölle und vielleicht auch die detritischen Feldspäte weiter südlicher gelegen war als das Abtragungsgebiet der Vulkanite; etwa den südlichen oder auch den südöstlichen Verrucano-Trogrand.

Es ist noch zu bemerken, dass die Granitgerölle im "Sernifite supérieur" des Gufelstockgebietes (HUBER, 1964) nicht identisch mit den granitischen Geröllen in der Kärpf-Serie sind, sondern aus einem anderen, nördlichen Herkunftsgebiet stammen.

Die Korngrössen können in den einzelnen Schichten stark variieren, wobei die grössten Komponenten mehr als 10 cm Ø erreichen können. Ähnlich wie im Ueblital-Sernifit ist die Rundung der Gerölle im allgemeinen schlecht, wobei aber die Vulkanite generell etwas besser gerundet sind. Die Rundung und der Erhaltungszustand der einzelnen Komponenten darf aber nicht dazu verwendet werden, Transportdistanzen abzuschätzen.

In den grobkonglomeratischen Schichten kann man keine Schichtung mehr erkennen; sie ist aber in den sandigen Partien gut entwickelt. Ähnlich wie im Ueblital-Sernifit ist die Kärpf-Serie arm an sedimentären Strukturen. Es konnte auch hier normale und verkehrte Vertikalsortierung der Komponenten beobachtet werden.

2.5.3. Betrachtungen zur Korrelation

Die Kärpf-Serie ist im östlichen Freiberg durchaus gleich entwickelt wie im Typusgebiet des Kärpfgipfels.

Die Korrelation mit den anderen Verrucano-Ablagerungen gestaltet sich aber schwieriger. Im Gulderstock- und im Gufelstockgebiet fehlt eine

vergleichbare Ablagerung. Oefters wurde der Fuggstock-Sernifit als stratigraphisches Aequivalent der Kärpf-Serie angesehen; doch sind die lithologischen Merkmale deutlich verschieden.

In den vorhergehenden Untersuchungen hatte es gezeigt, dass die Karrenstock-Schichten eindeutig ein stratigraphisches Aequivalent des Fuggstock-Sernifites sind, so dass der grösste Teil des Fuggstock-Sernifites stratigraphisch älter ist als die Kärpf-Serie. Es ist allerdings denkbar, dass die oberen Partien des Fuggstock-Sernifites östlich des Sernf gleichaltrig sind mit einem Teil der Kärpf-Serie.

Interessanterweise werden die oberen Schichten der Kärpf-Serie von blutroten Tonschiefern gebildet, welche den Schönbühl-Schiefern sehr ähnlich sehen.

Sowohl die Kärpf-Serie des Freiberges als auch die Schönbühl-Schiefer des St. Galler Oberlandes überlagern den Fuggstock-Sernifit, so dass wir annehmen können, dass die Schönbühl-Schiefer eine beckeninnere Fazies der Kärpf-Serie darstellen. In einem späteren Kapitel wird das Problem der Korrelation mit den anderen jüngeren Verrucano-Ablagerungen behandelt (s. S. 102).

2.5.4. Betrachtungen zur Genese

Ein charakteristisches Merkmal der Kärpf-Serie ist ihre Geröllzusammensetzung, die im Vergleich mit den anderen Sernifit-Ablagerungen viel bunter ist und weniger auf den Abtrag von ausschliesslich vulkanischen Serien schliessen lässt. Auch herrschen im allgemeinen rötlichere Farben vor, was aber nicht als ein Merkmal für andere Klimabedingungen benutzt werden kann (infolge einer stärkeren Tektonisierung kann die Farbe ändern; s. S. 107).

Bemerkenswert auch ist u.a. der viel frischeren Habitus der Kalifeldspäte in der Kärpf-Serie.

Anzeichen für eindeutige aquatische Strukturen fehlen, so dass man annehmen kann, dass trockenere Klimabedingungen geherrscht haben als zur Ablagerungszeit der Sonnenberg-Horizonte oder der Karrenstock-Schichten. Bei der Kärpf-Serie handelt es sich, im Vergleich zum Uebital-Sernifit oder Murgtal-Sernifit, nur um eine kurz andauernde Schüttung.

3. ALLGEMEINE BETRACHTUNGEN UEBER DEN GLARNER VERRUCANO

In den vorhergehenden Ausführungen wurden einige Aspekte hinsichtlich der Lithologie, Korrelation, Genese und Paläogeographie des Glarner Verrucano im östlichen Glarner Freiberg erörtert.

An dieser Stelle soll versucht werden, die Beobachtungen im östlichen Freiberg in einen weiteren Rahmen zu stellen.

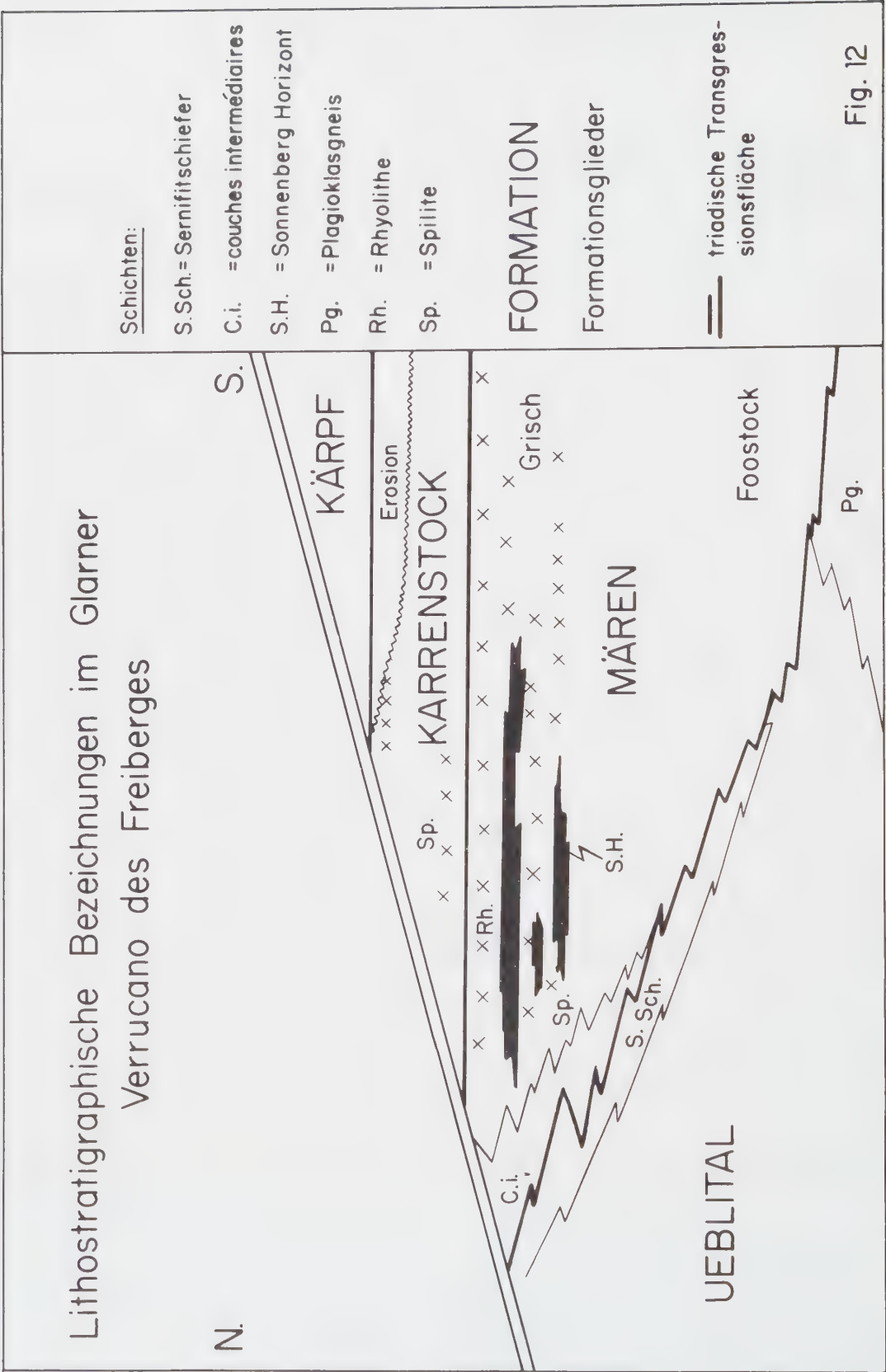
3.1. ZUR STRATIGRAPHISCHEN NOMENKLATUR DES GLARNER VERRUCANO

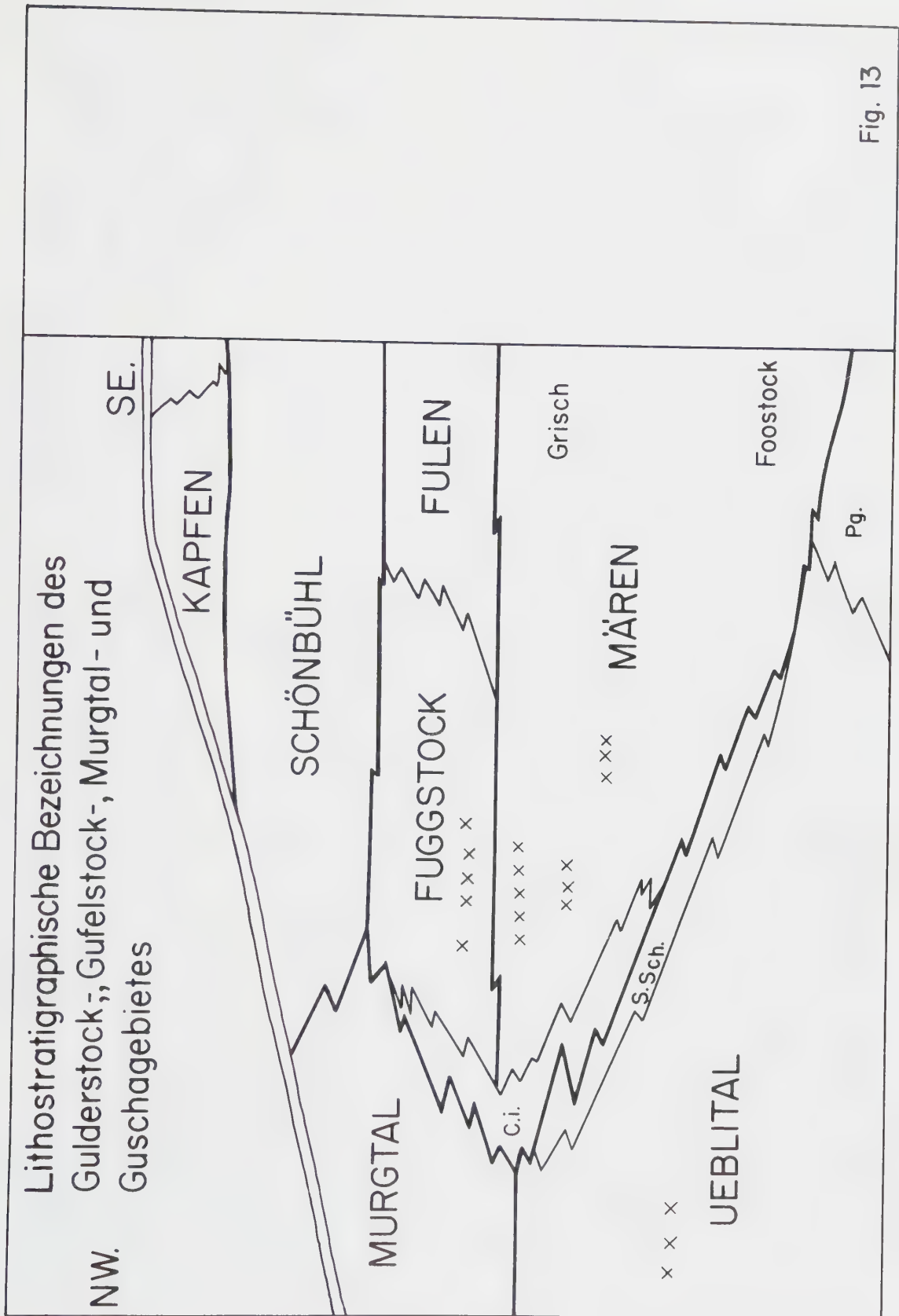
Für die lithostratigraphische Klassifikation wurde weitgehend den Vorschlag des "AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE" benützt. Danach kann man den Glarner Verrucano gesamthaft lithostratigraphisch als "Group" (Gruppe) klassifizieren. Die einzelnen Abteilungen haben den Rang von Formationen, werden hier aber als Serien bezeichnet, da ihre Unter- und Obergrenze nur in einzelnen Fällen genau festgelegt werden können und da eine formale Etablierung der Formationen im Glarner Verrucano noch aussteht.

Die folgenden Bezeichnungen sind in den Figuren 12 und 13 ersichtlich.

3.2. VERSUCH EINER KORRELATION IM GLARNER VERRUCANO (Fig. 14)

Bei dieser Korrelationstabelle wurden die lokalen Bezeichnungen verwendet, die z.T. als subjektive Synonima in Wegfall kommen können. Bei der Korrelation des Ueblital-Sernifites bestehen keine grösseren Schwierigkeiten. HUBER (1964) schied die Basis dieses Sernifites als "sernifite écrasée" aus; es handelt sich jedoch nur um eine tektonische Fazies. Dieser tektonisierte Sernifit über der Glarner Hauptüberschiebung geht seitlich in einen Teil des Plagioklasgneises über. Ferner bezeichnete HUBER die sandig-schiefrigen Serien im Dach des Ueblital-Sernifits als "schistes de transition". Unsicher ist, ob der Plagioklasgneis ein teilweises, östliches Aequi-





valent des Ueblital-Sernifits bildet. Die Geröllzusammensetzung ist z.T. anders und mindestens ein Teil des Plagioklasgneises muss von Osten geschüttet sein.

Ueberlagert wird der Ueblital-Sernifit von der Mären-Serie, die in die Foostock-Schiefer und die Grisch-Schichten unterteilt werden kann.

Die Foostock-Schiefer sind durchwegs detritisch und enthalten keine vulkanischen Schichten. Ihre stratigraphischen Aequivalente im östlichen Freiberg sind die untere Mären-Serie und im westlichen Freiberg die "unteren Schiefer" (SCHIELLY, 1964).

Im Murgtal und Guscha-Weisstannengebiet kann die Mären-Serie nicht weiter unterteilt werden. Sie wird hier grossenteils durch den Murgtal-Sernifit seitlich ersetzt, der seinerseits von den Schönbühl-Schiefern überlagert wird. Die oberen Partien des Murgtal-Sernifites bezeichnet RYF (1965) als Rotberg-Sandstein, wobei die Chartegg-Schiefer den Murgtal-Sernifit seitlich ersetzt.

Als allerjüngste Schüttung konnte RICHTER (1968, S. 27) noch den Kapfen-Sernifit nachweisen, der das Hangende der unteren Schönbühl-Schiefer bildet und lateral in die oberen Schönbühl-Schiefer übergeht. Im Gufelstockgebiet würden die Foostock-Schiefer, die "couches inférieures de Gufelialp" und auch die unteren Partien der "couches supérieures de Gufelialp" der Mären-Serie entsprechen. Sie ist aber hier fast durchwegs detritisch; vulkanische Einschaltungen fehlen. Die vulkanischen Einschaltungen treten in diesem Gebiet im Ueblital-Sernifit bei Ennenda auf (HUBER, 1964, S. 21).

Der grösste Teil der "couches supérieures de Gufelialp" würde sodann als stratigraphisches Aequivalent dem Fuggstock-Sernifit entsprechen. Schwierig dagegen erweist sich eine Korrelation zum westlichen Freiberg. Die "Tuffarkosen" und die "Bunte Serie" SCHIELLY's (1964) würden etwa der oberen Mären-Serie oder den Grisch-Schichten entsprechen. Ein grosser Teil der "Aueren-Serie" und der "Milchspüler-Serie" dagegen kann dem Fuggstock-Sernifit (oder Karrenstock-Schichten) zugeordnet werden. Die jüngste Verrucano-Ablagerung in diesem Teil des Troges ist die Kärpf-Serie, die ungefähr altersgleich mit einem Teil der Schönbühl-Schiefer ist.

KORRELATION IM GLARNER VERRUCANO

FISCH 1961	NIO 1969	SCHIELLY 1964	HUBER 1964	RYF 1965	RICHTER 1968
Gulderstock	E - Freiberg	W - Freiberg	Gufelstock	Murgtal	Mels, Guscha
		Glärner - Decke Mürtschen - D.			
Schönbühl Schiefer	Kärpf - Serie	Kärpf - Serie	schistes de Schönb.	Schönbühl Schiefer	ob. Schönbühl Sch. Kapfen-Sernifit
	Erosion	Erosion	schistes de transition	Rotberg - Sandstein	unt. Schönbühl Sch.
Fulen - Schiefer	Karrenstock - Sch.	Aueren - Serie ?	Sernifite sup. s.s.	Murgtal -	Murgtal -
Fuggstock - Sernifit		Milchspüler - Serie ?	couches sup. de Gufelialp	Chartegg - Schiefer	Fulen - Schiefer
	Sonnenberg - Horizont	Tuffarkosen	couches inf. de Gufelialp	Sernifit	Mären - Serie
Mären - Serie	Grisch - Schichten	Unt. Schiefer	schistes du Foost.		Sernifit
Foostock - Schiefer	Foostock - Sch. (Matten - Schiefer)	?			
Üblital - Sernifit	Sernifitschiefer	Sernifitschiefer	schistes de transition	Üblital - Sernifit	Üblital - Sernifit
Plagioklasgneis	Üblital - Sernifit	Sernifite	Sernifite inf. s.s. Sernifite écrasé		Plagioklasgneis

Fig. 14

Eine einzigartige Stellung nehmen die Sonnenberg-Horizonte als Einschaltungen innerhalb der Mären-Serie ein. Diese teilweise limnischen Ablagerungen treten hauptsächlich nur im Glarner Freiberg auf.

In diesem Rahmen ist es noch interessant die Eruptiv-Abfolge der verschiedenen Ergüsse vor allem im Gebiet des Freiberges näher zu betrachten.

Die Chlorit-Spilite im Ueblital-Sernifit bei Ennenda und Mettlenrus (HUBER, 1964, S. 21-26) stellen die ältesten vulkanischen Einschaltungen im Glarner Verrucano dar.

Im Glarner Verrucano treten die ersten Chlorit-Spilite erst in der oberen Mären-Serie wieder auf und eröffneten damit zuerst eine rege vulkanische Eruptivtätigkeit. Diese basische Eruptivtätigkeit wird von sauren Lava-Ergüssen gefolgt, die ihre grösste Mächtigkeit in den Quarzporphyren des Karrenstocks finden.

Gegen Ende dieser sauren Eruptivtätigkeit fand wiederum eine spilitische Eruptivtätigkeit statt (Chlorit- und Hämatit-Spilite). Es sind dies vor allem die Chlorit-Spilite des Hohberges, die spilitischen Einschaltungen in den Karrenstock-Schichten und die oberen Chlorit-Spilithorizonte der Kärpf-Gruppe.

Daneben treten auch Ergüsse von Hämatit-Spilite auf (Gandstock, Berglihorn, Hahnenstock, u.s.w.), die im allgemeinen die Chlorit-Spilite im Glarner Freiberg überdecken. Diese spilitischen Ergüsse wurden gleichzeitig mit den Karrenstock-Schichten abgelagert.

Nach diesen spilitischen Ergüssen fand im Karpfgebiet noch eine saure Eruptionstätigkeit statt (die Quarzporphyre vom Kärpf-Typus). Im Gegensatz zu den Quarzporphyren vom Karrenstock-Typus haben diese nur eine lokale Verbreitung.

3.3. DIE SERNIFITE IM GLARNER VERRUCANO (Fig. 15)

Die vorhergehenden Untersuchungen haben gezeigt, dass im Glarner Verrucano verschiedene grobdetritische Schüttungen verschiedenen Alters vorhanden sind. Die Ansichten SCHIELLY's, dass die Sernifite generell die jüngsten Verrucano-Ablagerungen darstellen, sind schon durch FISCH und HUBER wider-

legt worden. Die Verhältnisse im östlichen Glarner Freiberg bestätigen ebenfalls weitgehend die Auffassungen FISCH und HUBER. Die neueren Untersuchungen im Glarner Verrucano ermöglichen es, ein Bild von den Ablagerungsverhältnissen und lithologischen Eigenarten der verschiedenen Sernifit-Ablagerungen zu gewinnen.

Die Basis des Verrucano wird im südöstlichen Teil des Troges vom Plagioklasgneis gebildet. Nach NW geht der Plagioklasgneis lateral in den Ueblital-Sernifit über (FISCH, 1961, S. 20), so dass mindestens ein Teil des Ueblital-Sernifites gleichzeitig mit dem Plagioklasgneis abgelagert worden ist.

Nach den bisherigen Untersuchungen stellt der Plagioklasgneis das Abtragungsprodukt zweier Hochzonen verschiedener petrographischer Beschaffenheit dar, wobei der granitische Detritus vom Osten und der vulkanische Detritus vom NW geschüttet worden ist (WYSSLING, 1950; FISCH, 1961, S.21).

Im NW- und W-Randbereich des Troges bildet der Ueblital-Sernifit die basalen Ablagerungen des Verrucano. Er besteht hauptsächlich aus vulkanischem Detritus, granitisches Material tritt stark zurück. Im nördlichen Teil (Gufelstockgebiet) wird der Ueblital-Sernifit durch eine grössere Schichtlücke von der Trias getrennt. Im randlichen Bereich dauerte die Schüttung dieser grobdetritischen Ablagerung während längerer Zeit, so dass der Ueblital-Sernifit teilweise seitlich von jüngeren Formationen (die Mären-Serie) ersetzt wird. Im beckeninneren Teil des Troges wird der Ueblital-Sernifit von der feiner ausgebildeten unteren Mären-Serie überlagert.

Im allgemeinen besteht die untere Mären-Serie aus detritischen Ablagerungen; darin können öfters geringmächtige grobdetritische Schichten auftreten, die teilweise einen sernifitähnlichen Charakter aufweisen. Es handelt sich hier um kleinere und vor allem lokal auftretenden Schüttungen, die teilweise aus sekundär umgelagertem Material der grösseren Schuttfächer bestehen.

Eine weitere Masse von gröber detritischen Sedimenten ist gleichaltrig mit den Vulkaniten der oberen Mären-Serie. Es sind dies die Fuggstock-Sernifite und ihre seitliche Aequivalente im Kärpfgebiet (die Karrenstock-Schichten). Während im Freiberg Vulkanite und detritische Formationen

DIE SCHÜTTUNGSABFOLGE DER SERNIFITE IM GLARNER VERRUCANO

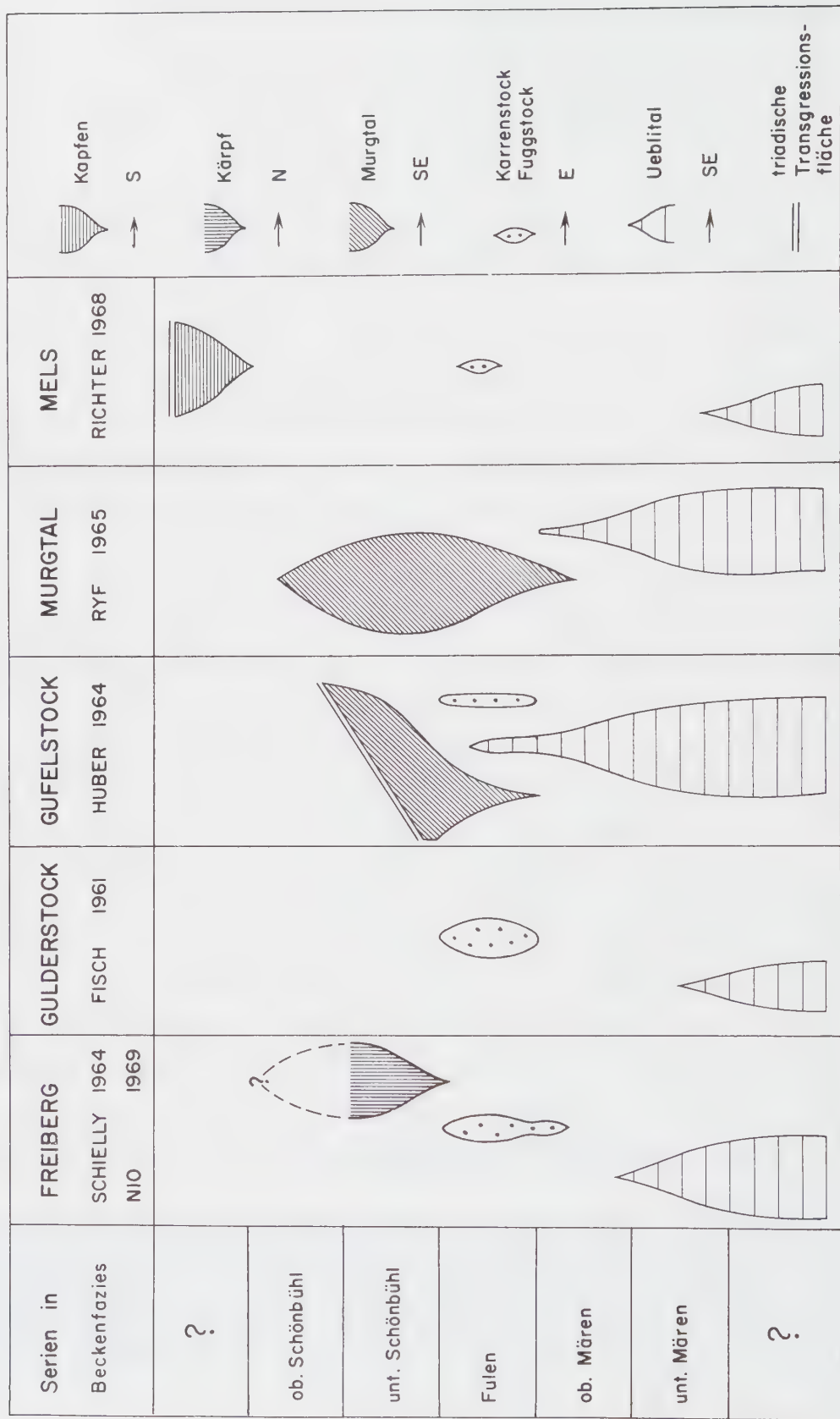


Fig. 15

miteinander verknüpft sind, herrschen die letzteren östlich des Sernf allgemein vor.

Im Gebiet des Gufelstocks verzahnt sich die Schüttung des Fuggstock-Sernifits mit derjenigen der Murgtal-Sernifite (*couches supérieures de Gufelialp*). Allgemein besteht der Fuggstock-Sernifit fast ausschliesslich aus vulkanischem Detritus.

Im allgemeinen handelt es sich bei diesen Ablagerungen um relativ kurz andauernden Schüttungen, wobei Wassertransport im Vergleich zu den anderen Sernifit-Ablagerungen eine grössere Rolle gespielt hat.

RYF (1965, S. 62) hat auf die enge Verwandtschaft von Sernifite *supérieur* und Murgtal-Sernifit hingewiesen, was auf eine Schüttung von N bzw. NW deutet. Die von HUBER (1964, S. 43) postulierte Parallelisierung von Sernifite *supérieur* und Fuggstock-Sernifit ist wenig wahrscheinlich. Immerhin glaubte RYF, dass die Komponenten von Chlorit-Spiliten, die im Sernifite *supérieur*, nicht aber im Murgtal-Sernifit auftreten, zusätzlich auf eine Schüttung aus S schliessen lassen.

Die Seltenheit von Chlorit-Spiliten im Fuggstock-Sernifit und in den Karrenstock-Schichten machen es aber plausibler, auch die Spilitfragmente im Sernifite *supérieur* von NW herzuleiten (Reste der Spilitergüsse, die schon zur Zeit des Ueblital-Sernifites Material geliefert hatten?).

Obwohl lithologisch zwischen dem Murgtal-Sernifit und dem Ueblital-Sernifit grössere Unterschiede bestehen, handelt es sich bei beiden Ablagerungen um relativ lang andauernde Schüttungen, die diskordant von der Trias überlagert werden. Ueberhaupt zeigen diese beiden Formationen auffallend ähnliche Ablagerungsvorgänge.

Da bei diesen mächtigen Ablagerungen die lithologischen Grenzen schief zu den Isochronen verlaufen, lag die vortriadische Landoberfläche im Troginneren auf den jüngsten Schieferen, gegen den Trogrand aber auf jüngeren Sernifitablagerungen, wobei möglicherweise die allerjüngsten Sernifite erodiert wurden und die Abtragungsprodukte im Troginneren zur Ablagerung gelangten. Somit sind die jüngsten Sernifite im allgemeinen immer etwas älter als die jüngsten Schiefer im Troginneren (vgl. RYF, 1965, S. 62). Eine Ausnahme bildet wahrscheinlich den Kapfen-Sernifit, der nach RICHTER (1968, S. 36) jünger sein soll als die jüngsten

Schönbühl-Schiefer (RICHTER's Annahme eines Ueberganges von Verrucano in Melsesandstein im Gebiet des Tiergarten ist allerdings noch diskutabel).

Zusammenfassend können wir sagen, dass der Ueblital-Sernifit im allgemeinen nicht viel älter ist als die Mären-Serie, sondern einen Teil der Mären-Serie am Beckenrand ersetzt. Aehnliche Verhältnisse sehen wir beim Murgtal-Sernifit, der generell nicht viel älter ist als die Chartegg-Schiefer (RYF, 1965, S. 61).

Die Karrenstock-Schichten, der Fuggstock-Sernifit und die oberen Gufelialp-Schichten würden also zeitlich nur einen Teil des Murgtal-Sernifites entsprechen.

Ein lateraler Uebergang der Kärpf-Serie in die Schönbühl-Schiefer ist nirgends zu beobachten; er würde etwa über das Sernftal liegen.

Interessant ist, dass die Kärpf-Serie von blutroten Schiefern, ähnlich den Schönbühl-Schiefern, überlagert wird. Diskordant unterlagert wird die Kärpf-Serie von den Vulkaniten der oberen Mären-Serie. Andererseits werden die Schönbühl-Schiefer vom Fuggstock-Sernifit unterlagert. Ebenfalls über das Sernftal würde daher die unteren Partien der Kärpf-Serie mit den oberen Schichten des Fuggstock-Sernifites verzahnen können.

Zusammenfassend können wir sagen, dass die Kärpf-Serie generell ein stratigraphisches Aequivalent zu den unteren Schönbühl-Schiefern darstellt.

Der Kapfen-Sernifit stellt eine andere und voraussichtlich jüngere Schüttung als die Kärpf-Serie dar. RICHTER (1968, S. 36) konnte bei Mels und Plons grosse lithologische Aehnlichkeiten zwischen dem unteren Melser-Sandstein (Trias) und dem oberen Kapfen-Sernifit beobachten. Auf jeden Fall scheint die Schichtlücke zwischen Verrucano und Trias hier viel kleiner als im Murgtal oder in den südlicheren Gebieten.

3.4. DIE VERFAERBUNGEN IM VERRUCANO DES OESTLICHEN GLARNER FREIBERGES

Bei den Feldbeobachtungen und den mikroskopischen Untersuchungen konnten vielfach Merkmale beobachtet werden, die bereits von NIO und SIEGENTHALER (in Vorbereitung) aus dem Murgtal-Sernifit beschrieben wurden.

Im allgemeinen konnte eine zunehmende Rotfärbung in den jüngeren Formationen des Verrucano beobachtet werden. Die zunehmende Rotfärbung gegen oben ist ja auch aus zahlreichen ausseralpinen Perm-vorkommen, z.B. im deutschen Rotliegenden, bekannt. Im östlichen Glarner Freiberg scheint es aber teilweise tektonisch bedingt zu sein.

Schon OBERHOLZER (1933, S. 209) erwähnte, dass die stärker tektonisch beanspruchten Schichten weniger rot sind und die dunkelvioletten bis grauen und sogar öfters auch grünen Farben vorherrschen.

In den wenig tektonisch beanspruchten Partien des Ueblital-Sernifits konnte teilweise ähnliche rötliche Verfärbungen beobachtet werden wie in der Kärpf-Serie.

Es ist aber schwierig nachzuprüfen, ob der Verrucano ursprünglich eine gleichmässige rötliche Farbe hatte.

Mit Hilfe der Röntgen-Diffraktometrie wurde versucht, die Tonmineralien und vor allem die Fe-Verbindungen im Verrucano zu bestimmen.

Dabei wurden die Tonmineralien zuerst orientiert, so dass nur die Reflektionen der (001)-Ebenen gemessen wurden. Die stärksten Reflektionen zeigten vor allem die Chlorite, die bei den näheren Bestimmungen als Rhipidolithe erkennen werden konnten.

Die Reflektionen des Hämatites waren im allgemeinen schwach, sogar in den intensiv rot gefärbten Schichten. Sonstige Fe-Verbindungen konnten nicht eindeutig nachgewiesen werden.

Nach WALKER (1967) ist nur eine sehr geringe Beimischung von Hämatit nötig um eine rötliche Farbe im Gestein zu erzeugen. Auch ist der Hämatit meist in amorphen Zustand vorhanden, sodass diese Mineralien im Röntgen-Diffraktometer keine oder nur schwache Reaktion zeigen. Mikroskopisch konnten im Ueblital-Sernifit aber noch vereinzelte idiomorphe Hämatitkristalle beobachtet werden. Hauptsächlich bildet der Hämatit das Pigment der Verrucano-Ablagerungen (s. Fig. 17, S. 119).

POSNJAK und TUNNEL (1931) versuchten die Bildungsbedingungen für Hämatit experimentell festzustellen:

- Die Umwandlungstemperatur von Goethit in Hämatit in wässriger Lösung liegt etwa bei 130 Grad Celcius.
- Natürlicher Goethit kann sich in Hämatit umwandeln bei einer Temperatur von 100 Grad in einer sauren Lösung (1/10 n HCl).
- Eine Umwandlung Goethit-Hämatit durch Dehydration fordert eine Temperatur zwischen 130° und 200° C.

Im Widerspruch dazu steht die beobachtete Umwandlung von Goethit in Hämatit unter natürlichen Bedingungen (SCHELLMANN, 1959). SCHWERTMANN (1959) vermutet, dass diese Umwandlung durch einen röntgen-amorphen Zustand des Goethits begünstigt wird.

Im allgemeinen hat im Verrucano nur eine geringe Eisenwanderung stattgefunden (s. S. 46). Die Löslichkeit des Eisens je nach Wertigkeit und in Abhängigkeit des Eh- und pH-Wertes haben HEM und CROPPER (1959) in einem Diagramm dargestellt. Danach geht 3-wertiges Eisen nur in extrem saurem und stark oxydierendem Milieu in Lösung, während das 2-wertige Eisen auch in basischem Milieu löslich ist, wo gleichzeitig auch reduzierte Bedingungen herrschen können.

Unter günstigen Eh- und pH-Bedingungen kann also amorphes Ferrihydroxyd in Niederschlag gehen. Nachträglich kann sich das Ferrihydroxyd durch Dehydration und Alterung eventuell in Hämatit umwandeln.

Zusammenfassend kann man folgende zu den Verfärbungen im Verrucano sagen:

- Es fand eine postsedimentäre, intensive Oxydation des Eisens der Matrix und zumindest teilweise der Komponenten statt, wobei auch eine Korrosion der Quarze und der Gesteinsfragmente stattfand. Im allgemeinen trat eine Eisenwanderung nur untergeordnet auf. Ob und inwieweit Eisenoxyde und -hydroxyde primär durch den Sedimentationsvorgang abgelagert worden sind kann nicht mehr entschieden werden, ebensowenig die Frage, ob der Oxydationsprozess direkt zu Hämatit geführt hat oder ob ein Eisenhydroxyd (z.B. Goethit) als Zwischenstufe gebildet worden ist. Man muss die vorliegende Verwitterung (Oxydierung des Eisens und

Korrosion der Komponenten) als interstratalen Prozess (interstratale Verwitterung) vorstellen.

- Ein Reduktionsvorgang, ausgehend von einzelnen Zentren (besonders in den feineren, tonigen Partien) oder von einzelnen Horizonten (besonders in den konglomeratischen Schichten) hat nach dem Oxydationsvorgang eingesetzt und diesen teilweise überlagert. Dies zeigen vor allem die Form der Reduktionshöfe, hämatitisierte Reste im Kern von Komponenten und die teilweise stark korrodierten Komponenten. Da der Reduktionsvorgang mindestens teilweise mit sedimentär eingelagerten Substanzen mit reduzierender Wirkung verknüpft ist und sicher nach der Sedimentation eingesetzt hat, muss die Reduktion gegenüber der Oxydation als ein relativ langsam ablaufender Prozess aufgefasst werden, der erst in einer späteren Phase das vorher gebildeten Eisenoxyd wieder reduziert hat.

Die Auffassungen über die klimatische Bedeutung der Rotfärbung im Verrucano wechselte bei den Bearbeitern, entsprechend den allgemeinen Ansichten über die Bedingungen der Red bed-Bildung.

Zunächst, etwa bei ALB. HEIM (1921) und J. OBERHOLZER (1933), standen wüstenartige Verhältnisse im Vordergrund, entsprechend der klassischen Arbeit von WALTHER (1900).

BARREL (1908) dagegen nahm an, dass die roten Farben dieser Sedimente unter warmen Klimaverhältnissen, mit jahreszeitlichen Schwankungen zwischen feuchten und trockenen, subariden Zeiten, entstanden seien.

DORSEY (1926) und RAYMOND (1927) glaubten an Hand der Tatsache, dass keine sicher rezente "Rotbildungen" in den heutigen Wüsten beobachtet worden sind, die "Red beds" allgemein einem tropischen Klima zuordnen zu können.

Ähnliche Ansichten äusserten auch VAN HOUTEN (1964) und KRYNINE (1949).

KRYNINE erwog die Möglichkeit einer primären oder sekundären Entstehung der roten Farben in den Red beds. Diese Auffassung eines mehr oder weniger humiden Klimas zur Verrucanozeit wurde namentlich durch RYF (1965) vertreten.

In einer neueren Arbeit über die "Red beds" stellte WALKER (1967) eine "Rotbildung" unter ariden Verhältnissen fest. Hier konnte er nachweisen, dass der gesamte Hämatit in situ gebildet worden ist. In dem von KRYNINE beschriebenen Gebiet kam WALKER, im Gegensatz zu den Aussagen von KRYNINE zu denselben Schlüssen.

KRYNINE (1949) nahm prinzipiell an, dass die roten Farben in den Red beds von primärer Ursprung waren. Sie entstanden in mehr oder weniger humidem Klima, wo die Gesteine erodiert wurden und möglicherweise auch in ariden Gebieten wieder abgelagert wurden.

Hier zeigte es sich, dass in der Tabasco Region (Mexico), die roten Sedimente nicht einmal weitverbreitet vorkommen. Beim fluviatilen Transport verschwindet die aus Böden stammende rote Farbe oder wird durch die nicht roten Farben tieferer Bodenschichten unterdrückt. Genauere Untersuchungen darüber liegen von HINZE und MEISCHNER (1968) vor, welche bei fluviatilen Transport von Terra rossa unter mediterranen Klimabedingungen ein schnelles Verschwinden des Hämatits, der wahrscheinlich in Goethit übergeht, beobachtet haben.

Die "Rotfärbung" des Verrucano erlaubt es nicht, eindeutige Aussagen über die damaligen Klimabedingungen zu machen. Es fehlen aber auch eindeutige Merkmale für ein humides, tropisches Klima. Es ist eher wahrscheinlich, dass während der Ablagerung des Verrucano ein arides bis semiarides Klima geherrscht hat mit kurzen, aber heftigen Regenschauern (s. S. 38 ; Entstehung der grossen Fanglomeratmassen).

4. D I E T R I A S I M O E S T L I C H E N F R E I B E R G

OBERHOLZER zeichnete in seiner geologischen Karte ein Triasvorkommen im Gandwald. Es handelt sich eigentlich um zwei kleinere Triasvorkommen an der Westseite des Gandwaldes.

SCHIELLY (1964, S. 58) gab für die beiden Vorkommen eine ziemlich genaue Profilbeschreibung, die wir hier etwas modifiziert übernommen haben.

Profil 18. Unteres Triasvorkommen im Gandwald.

K. 726 250 / 205 600 / 1170 m.

Oben: Schutt

1. 1.5 m Gut gebankter, leicht sandiger, grobspätiger, dunkelgrauer Dolomit (Dunkelzugdolomit).
2. 1 m Feingebankter, sandiger, spätiger, gelblich anwitternder Dolomit mit Resten von schwarzen, etwas sandigen Schiefern (Gyrendolomit).
3. 1 m Massiger, im Bruch grauer, gelblich anwitternder, dichter Dolomit (Rötidolomit s.s.).
4. 1 m Etwas stärker verwalzter Gyrendolomit, öfters mit Einschaltungen von schwarzen, sandigen Schiefern.

Oben: Schutt

Profil 19. Oberes Triasvorkommen im Gandwald.

K. 726 330 / 205 590 / 1240 m.

Unten: Ueblital-Sernifit s.s.

1. 3.5 m Teilweiser grober, sandiger Quarzit, der nach oben feiner wird (Melser Formation).
2. 0.5 m Dunkler, etwas sandiger, grobspätiger Dolomit (Dunkelzugdolomit).
3. 0.5 m Wechsellagerung von feinem Dolomit mit dünnlagigen, schwarzen, sandigen Dolomitmergelschiefern (Gyrendolomit).
4. 1 m Massiger, im Bruch grauer, gelblich anwitternder, dichter Dolomit (Rötidolomit s.s.).

Oben: Schutt

Das untere Triasvorkommen zeigt eine eindeutige Synklinalstruktur, das obere Triasvorkommen ist eine aufrechte Triasserie. Beide Triasvorkommen stehen aber in engem Zusammenhang und sind die südliche Fortsetzung der Achseli-Synklinale in Gufelstockgebiet (HUBER, 1964, S.132).

Beide Triasvorkommen werden von Sturzblöcken überlagert und sind ebenfalls leicht versackt. Tektonische Störungen konnten nicht beobachtet werden.

Der umgebende Ueblital-Sernifit zeigt ebenfalls keine Tektonisierung.

Bei den beiden Triasvorkommen handelt es sich um kleinere Reste der Trias der Glarner-Decke. Nach HUBER (1964, S.138) tauchen die Achsen im Gebiet des Soolerachseli etwa 10-12° nach S-SW und die Lage der beiden Triasvorkommen im Gandwald könnten somit gut mit diesen Aufschlüssen rechts des Sernf übereinstimmen.

ROTHPLETZ (1898) und später auch AMSTUTZ (1954) beschrieben an den Bleitstöcken auch noch ein Triasvorkommen. Es handelt sich aber um die limnischen Ablagerungen (Karbonathorizont) der Sonnenberg-Horizonte.

5. LOKALE TEKTONIK

5.1. DER VERLAUF DER GLARNER/MÜRTSCHEN-DECKENTRENNUNG IM ÖSTLICHEN GLARNER FREIBERG

Der tiefere Teil des Verrucano im östlichen Freiberg gehört sicher zur Glarner-Decke; die höheren Abschnitte wurden der Mürtschen-Decke oder zum Teil sogar den Axen-Decke zugeordnet.

Zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke nahm OBERHOLZER eine tiefgreifende tektonische Trennung ein; die Triasvorkommen im Gandwald sollten diese Deckengrenze markieren. Wo keine Trias auftritt, zog OBERHOLZER die Deckentrennung dort, wo der gröbere Ueblital-Sernifit in die feineren Foostock-Schiefer oder die Sernifitschiefer übergeht.

Im stratigraphischen Teil konnte aber nachgewiesen werden, dass anstelle der von OBERHOLZER angenommenen Deckengrenze ein normaler stratigraphischer Kontakt zwischen Ueblital-Sernifit und Mären-Serie vorliegt. Auf gleichen Resultaten kam FISCH (1961) bei den Untersuchungen im Gulderstockgebiet. Die Trias im Gandwald stellt nur eine untiefe synklinale Einspitzung innerhalb der Glarner-Decke dar. Im Laufe der Untersuchungen konnte im ganzen östlichen Freiberg nur an einer Stelle eine deutliche tektonische Trennungsfläche innerhalb der Sernifitschiefer gefunden werden (K. 727 250 / 201 750 / 1938 m).

Die Ueberschiebungsfläche verläuft schief zu den lithologischen Grenzen und der Ueberschiebungsbetrag wird gegen Süden innerhalb der feinen Tonschiefer der Foostock-Schiefer rasch kompensiert.

Im südlichen Teil des östlichen Freiberges konnten keine grösseren tektonischen Störungsflächen, die als Deckenüberschiebungen interpretiert werden könnten, mehr beobachtet werden. Es treten dafür vor allem in den inkompetenten und jüngeren Schichten viele kleinere Horizontalverschiebungen auf. So zeigen zum Beispiel die fossilen Holzreste im unteren Sonnenberg-Horizont schöne einscharige Deformationen.

In der Mären-Serie im südlichen Teil des Freiberges entwickelt sich daraus eine Kleinfältelung, ebenso in den sandigen Partien der Karrenstock-Schichten, wo die Glimmer verfaltet sind.

Nach Norden steigt die Ueberschiebungsfläche an und verläuft zum grossen Teil in den Tonschiefern der Mären-Serie. Sie liegt am Vorder-Gandstock unmittelbar unter den Hämatit-Spiliten und über den Karrenstock-Schichten der Glarner-Decke. An der Ostseite des Gandstocks konnte diese Ueberschiebungsfläche nicht mehr gefunden werden.

Somit liegt im östlichen Freiberg eine Glarner/Mürtschen-Deckentrennung nur beim Karrenstock und Gandstock vor, während im restlichen Teil des Gebietes keine grösseren tektonischen Störungsflächen mehr zu beobachten sind.

Die Untersuchungen im Gulderstockgebiet (FISCH, 1961) zeigten, dass hier die Verrucano-Masse aus einer normalen stratigraphischen Schichtfolge besteht und keine grösseren Trennungsflächen vorhanden sind. Nur die jüngsten Elemente des Verrucano sind mit ihrem Hangenden, den mesozoischen Gliedern der Mürtschen-Decke um 3-4 km nach NW vorgeglitten.

Im Gufelstockgebiet konnte OBERHOLZER (1933) und später auch HUBER (1964) eine Deckentrennung in den oberen Formationen des Verrucano feststellen, wo Mürtschen-Verrucano teilweise auf Glarner-Trias und beim Schilt sogar auf Glarner-Malm geschoben wurde.

Anders liegen die Verhältnisse im westlichen Freiberg, wo z.B. SCHIELLY (1964) ziemlich tiefreichende Deckentrennungen, z.T. mit dazwischen geklemmten Paketen mesozoischer Gesteine, nachweisen konnte. Solche mesozoische Deckenscheider finden sich sogar noch südlich des Glarner-Bündnergrenzkammes, im Gebiet des Panixerpasses (WYSSLING, 1950).

Offenbar ziehen die Deckentrennungen im W tiefer hinein als im E, so dass man im E eine Bewegungsstockwerk-Tektonik (TRÜMPY, 1949) hat, die als Gesamtheit unter die Verrucano-Stammdecke HELBLING's (1938) subsummiert werden kann.

Die Untersuchungen im östlichen Freiberg haben ergeben, dass auch in diesem Bereich zwei tektonische Baustile zu erkennen sind. Westlich einer Linie Gandstock-Kärpfbrücke-Kleinkärpf treten eindeutige Ueberschiebungen zwischen Teildecken auf, während östlich davon der Verrucano zu einer von disharmonischen Bewegungen versetzten Stammdecke (HELBLING, 1938) gehört.

5.2. DIE HELVETISCHE HAUPTÜBERSCHIEBUNG

Die markanteste tektonische Fläche in den Glarner Alpen ist die helvetische Hauptüberschiebung. Sie fällt im Glarner Freiberg etwa in NW-Richtung. Figur zeigt eine schematische Darstellung der Hauptüberschiebung und zwar entlang der Linie Schwarz Chopf - Ober Stafel - Matt - Mettmen - Kies. Die Angaben kamen grösstenteils von den neuen Bohrungen, die im Bereich von Matt gemacht wurden und die durch die STUM BOHR A.G. freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. Die Linie verläuft ungefähr senkrecht zum Streichen der Hauptüberschiebung. Es zeigt sich, dass die Überschiebungsfläche nicht völlig plan ist, sondern etwa im Bereich von Ober Stafel und Matt wesentlich steiler einfällt.

Der Lochseitenkalk ist im Untersuchungsgebiet nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Am besten sind die Aufschlüsse im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (SE des Schwarztshingels und Wildmad). Durch die "Plastizität" des Gesteins wurde öfters Flyschfetzen im Lochseitenkalk eingewickelt. Öfters fehlt aber auch der Lochseitenkalk, so dass der Verrucano direkt auf dem Flysch liegt. Im Gegensatz zur welligen Ausbildung des Kontaktes zum Liegenden ist die hangende Begrenzung oft völlig eben. Zu den Annahmen von SCHIELLY (1964) und TRÜMPY (1969) über eine durchwegs verkehrte Lagerung des Lochseitenkalkes können keine weitere Argumente beigebracht werden.

5.3. BRUECHE

Der Verrucano im östlichen Freiberg wird von zahlreichen, meist steilstehenden Brüchen durchsetzt, die eine maximale vertikale Sprunghöhe von etwa 50 m haben. Das gesamte Bruchsystem in diesem Gebiet streicht etwa NW-SE.

Der markanteste Bruch im östlichen Freiberg ist der Schwirrenbruch. TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1958) nahm an, dass die Hauptüberschiebung von diesem Bruch nicht verstellt werde, so dass es sich um transportierte Brüche handeln müsse. Da der Lochseitenkalk hier durchwegs im Schutt verborgen ist, lässt sich diese Annahme hier nicht direkt begründen.

FISCH (1961) hat im Gulderstockgebiet ähnlich streichende Brüche beobachten können. Eine Systematik der im Gulderstockgebiet auftretende Bruchsystem hat HUBER (1964, S. 98) aufgestellt.

5.4. DIE KLEINSTRUKTUREN IM VERRUCANO DES OESTLICHEN FREIBERGES

- Kleinfältelung. Diese tritt vor allem in den schiefrigen Partien auf und stellt eine Faltung von Clivageflächen dar. Diese Kleinfältelung muss also jünger sein.
- Clivage. Durchwegs tritt in den feinen Partien eine fast immer $\pm$ horizontale Clivage auf mit einer Plättung von Geröllen in den Clivage-Ebenen.
- Zerrklüfte. Diese stellen das jüngste tektonische Element dar. Es sind zu wenig Messungen darüber gemacht worden um ein genaues System deren Orientierung aufzustellen zu können. Es fällt aber auf, dass viele a) gleich wie die B-Achsen (NE-SW bis ENE-WSW) oder b) in ESE-WNW-Richtung streichen und sehr steil einfallen. Die Orientierung b) kommt öfters etwa 350 m über der Hauptüberschiebung vor.

6. Z U S A M M E N F A S S U N G

Im folgenden werden einige Resultate über ein Teilgebiet des osthelvetischen Verrucanotroges im Gebiet des östlichen Glarner Freiberges mitgeteilt.

Die Ablagerungen bestehen hauptsächlich aus terrestrischen Sedimenten. Am Trogrand überwiegen Grobdetrite, während im zentralen Teil die feineren Fraktionen neben Vulkaniten vorherrschen.

Charakteristisch für den Verrucano des Freiberges sind die mächtigen basischen und sauren Ergussgesteine, sowie die unter z.T. aquatischen Bedingungen entstandenen Sonnenberg-Horizonte.

Zweck der Untersuchungen war, den Verrucano auf Grund der lithologischen Vorkommnisse stratigraphisch zu gliedern und die Genese einzelner Formationen zu klären. Daneben sollte geprüft werden in wie weit die Verrucano-Masse in Teildecken zerfällt.

Generell konnte der Verrucano des Untersuchungsgebietes in vier Formationen gegliedert werden.

Die unterste Formation, der U e b l i t a l - S e r n i f i t, besteht aus grobdetritischen Ablagerungen. Er wird von der M ä r e n - S e r i e überlagert, einer Folge von roten und teilweise grünen Phylliten, Tonschiefern und sandigen bis feinkonglomeratischen Bänken, sowie auch von mächtigen basischen und sauren Laven mit ihren Tuffen und Tuffiten. Die Mären-Serie wird im Untersuchungsgebiet in die mehr detritische u n t e r e M ä r e n - S e r i e (Foostock-Schiefer) und die vulkanische o b e r e M ä r e n - S e r i e (Grisch-Schichten) unterteilt.

Eingeschaltet in die Grisch-Schichten treten sodann die unter teilweise aquatischen Bedingungen entstandenen S o n n e n b e r g - H o r i z o n t e auf.

Die grobdetritischen K a r r e n s t o c k - S c h i c h t e n (Fuggstock-Sernifit des Gulderstock-Gebiets) bilden das Hangende der Mären-Serie. Als jüngste Ablagerung ist die grobdetritische K ä r p f - S e r i e ausgeschieden worden.

Der Sedimentationsablauf im Verrucano wird wie folgt dargestellt: älteste Ablagerung ist der Ueblital-Sernifit, der hauptsächlich aus NW-Richtung geschüttet wurde.

Die Mären-Serie bildet ein teilweises stratigraphisches Aequivalent des Ueblital-Sernifites im Beckeninneren und wird zusätzlich durch eine vulkanische Aktivität in den Grisch-Schichten charakterisiert.

Die Karrenstock-Schichten treten nur lokal auf und bestehen hauptsächlich aus Abtragungsprodukten der Vulkanite der Mären-Serie. Die Kärpf-Serie schliesslich wurde hauptsächlich aus südlicher Richtung geschüttet.

Der Verrucano wurde unter terrestrischen, vorwiegend semiariden bis ariden Verhältnissen abgelagert, wobei die roten Farben postsedimentär durch intrastratale Hämatitbildung entstanden. Ebenfalls postsedimentär fand ein Reduktionsvorgang statt, der gegenüber der Oxydation als ein relativ langsam ablaufender Prozess aufgefasst werden muss und der in einer späteren Phase das vorher gebildeten Eisenoxyd wieder reduziert hat.

Die tektonischen Untersuchungen im Untersuchungsgebiet zeigen, dass zwei tektonische Baustile zu erkennen sind. Die Deckentrennungen ziehen im westlichen Freiberg tiefer hinein als im östlichen Teil des Freiberges. Westlich einer Linie Gandstock-Kärpfbrücke-Kleinkärpf treten eindeutige Ueberschiebungen zwischen Teildecken auf, während östlich davon der Verrucano zu einer von disharmonischen Bewegungen versetzten Stammdecke gehört. Vor allem konnte, im Gegensatz zu OBERHOLZER, im östlichen Glarner Freiberg eine nur un tiefe Deckentrennung beobachtet werden.

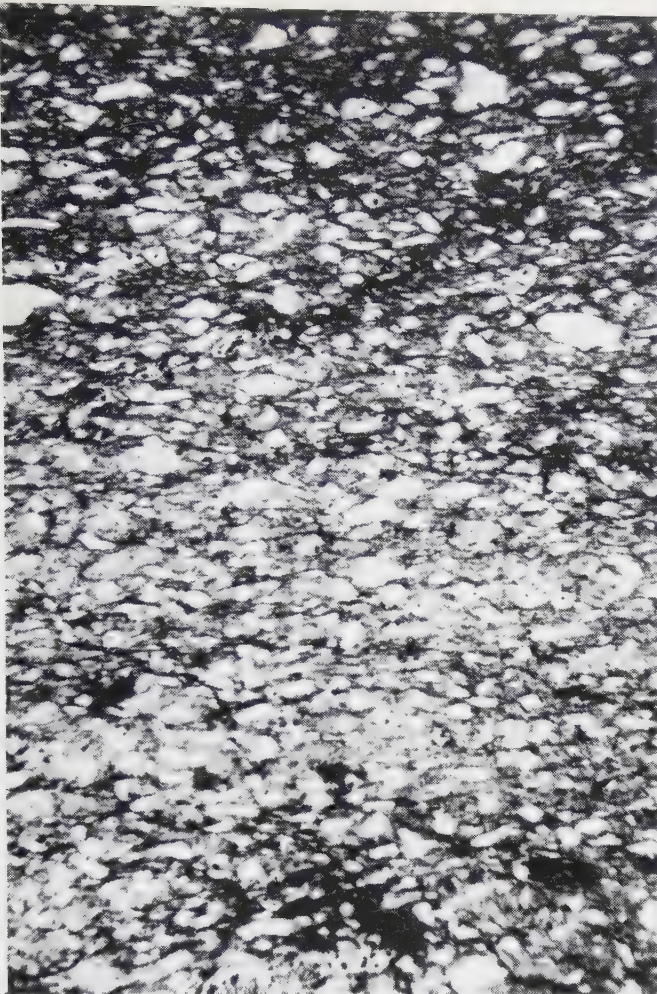


Fig. 16: Tektonisch deformierte Kontraktionsrisse von sauren, devitrifizierten Glasstufen im oberen Sonnenberg-Horizont. Nicols nicht gekreuzt, $\pm 8 \times$.

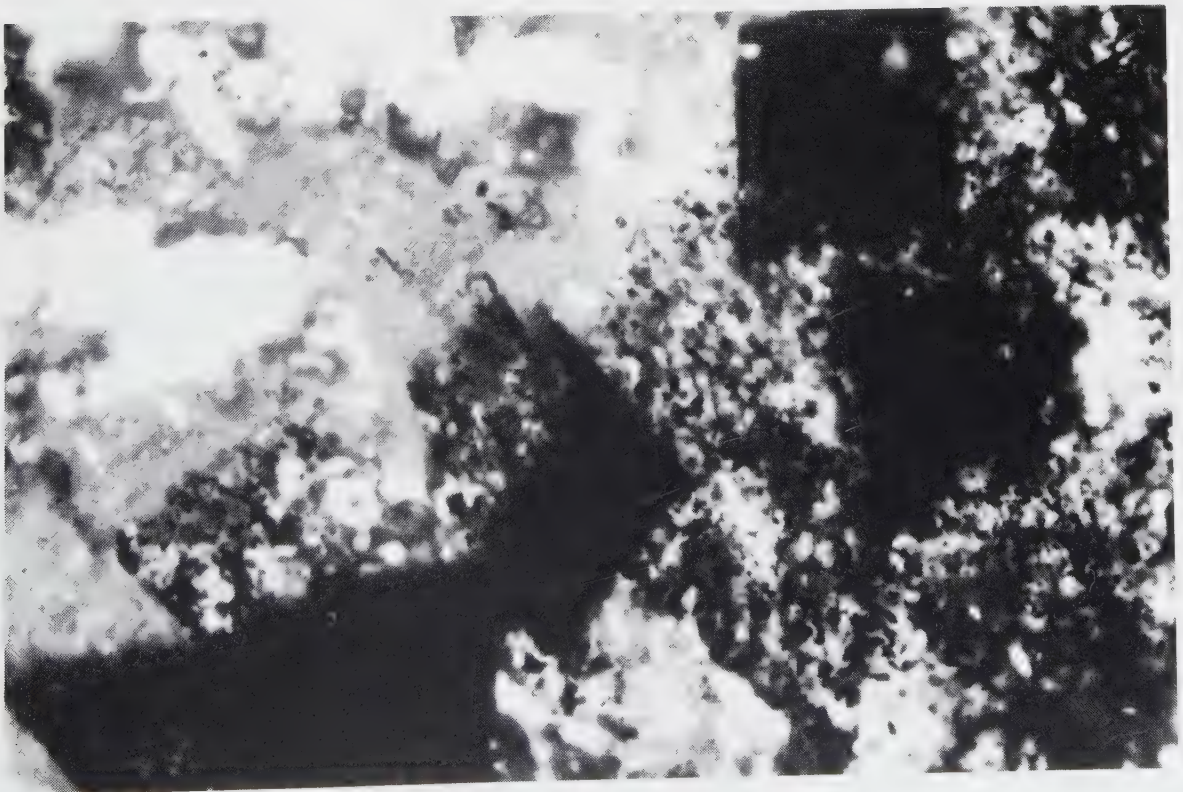


Fig. 17: Idiomorphe Hämatit-Kristalle im Ueblital-Sernifit. $84 \times$, Nicols $\times$.

7. L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- AMERICAN Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961): Code of stratigraphic nomenclature.
Bull.Am.Ass.Petr.Geol. 45/5,S.645-665.
- AMSTUTZ, G.C. (1948): Pflanzenreste im Verrucano des Glarner Freiberges.
Verh.schweiz.naturf.Ges.S.
- (1949): Kupfererze in spilitischen Laven des Glarner Verrucano.
Schweiz.Min.Petr.Mitt. 29,S.548-549.
 - (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges.
Publ.Vulkaninstitut Friedlaender,5.
 - (1957): Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges.
Eclogae geol.Helv. 50/1.
- AUSTIN, S.R. (1960): Ilmenite, magnetite and feldspar alteration under reducing conditions.
Econ.Geology 55,S.1758.
- BÄCHTIGER, K. (1963): Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürtschenalp.
Beitr.Geol.Schweiz,geotechn.Ser. 38.
- BARREL, J. (1908): Relations between climate and terrestrial deposits.
Journ.Geol. 16,S.159-190,255-295,363-384.
- BASKIN, Yehuda (1956): A study of authigenic feldspars.
Journ.Geol. 64,S.132-155.
- BEDER, R. (1909): Ueber basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano.
Dissertation,Zürich.
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions.
Geol.Soc.Am.Bull. 65/2,S.175-190.
- BLUMENTHAL, M. (1911): Geologie der Ringel-Segnes-Gruppe.
Beitr.geol.Karte Schweiz,NF 33.
- BRÜCKNER, W. et al. (1957): Bericht über die Jubiläumsexkursion der schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen.
Eclogae geol.Helv. 50/2.
- BRUNNSCHWEILER, R.O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.
Dissertation, Zürich.
- (1959): Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarner-Decke.
Eclogae geol.Helv. 36/1.
- BUWALDA, J.F. (1951): Transportation of coarse material on alluvial fans (abstract).
Geol.Soc.Am.Bull. 62,S.1497.

- CHAYES, F. und ZIES, E.G. (1961): Staining of alkali feldspars from volcanic rocks.
Carnegie Inst. Washington Year Book 60, S. 172-173.
- CLARK, J. (1962): Field interpretation of red beds.
Geol. Soc. Am. Bull. 73, S. 423.
- DAPPLES, E.C. (1959): The behaviour of silica in diagenesis.
In: Silica in sediments, IRELAND (editor), S. 36-54.
- DENNY, Ch.S. (1967): Fans and pediments.
Am. J. Sci. 265, S. 81-105.
- DORSEY, G.E. (1926): The origin of the colour of red beds.
Journ. Geol. 34, S. 131-143.
- DUNBAR, C.O. und RODGERS, J. (1957): Principles of stratigraphy.
John Wiley and Sons, Inc.
- EICHHOFF, H.J. und REINECK, H.E. (1952): Sekundäre Verfärbungen durch Herauslösen von Hämatit aus Gesteinen. Ein Beitrag zur Rot-Grün Verfärbung.
N. Jb. Miner. Monatsh. (1953), S. 315-324.
- ECKIS, R. (1928): Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California.
Journ. Geology 36, S. 225-247.
- ELTER, P. et al. (1966): Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano del Trias della Toscana settentrionale.
In: Atti del Symposium sul Verrucano, S. 3-33.
- ESCHER von der Linth, A. (1841): Geologische Carte des Cantons Glarus und seiner Umgebung, nebst Profilen.
Verh. Schweiz. naturf. Ges., Zürich.
- FALKE, H. (1950): Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden.
N. Jb. Geol. Pal. Monatsh., S. 134-144.
- (1951): Probleme des saarpfälzischen Rotliegenden.
Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 103, S. 238-252.
 - (1952): Sedimentationszyklen im pfälzischen Unterrotliegenden.
Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 103, S. 115.
- FEYS, R. und GREBER, Ch. (1950): Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère.
Bull. Soc. geol. France 5, XX, S. 231-237.
- FISCH, W.P. (1961): Der Verrucano auf der NE-Seite des Sernftales.
Dissertation, Zürich.
- und RYF, W. (1966): Der Verrucano in den Glarner Alpen.
In: Atti del Symposium sul Verrucano, S. 233-246.
- FISHER, R.V. (1960): Classification of volcanic breccias.
Geol. Soc. Am. Bull. 71, S. 973-982.
- (1961): Proposed classification of volcanic-clastic sediments and rocks.
Geol. Soc. Am. Bull. 72, S. 1409-1414.

- GOKHOLE, K.V.G.K. (1961): Studies on the oxidation of goethite.
Econ.Geology 56,S.963-971,1058-1062.
- GRIM, R.E. (1951): The depositional environment of red and green shales.
Journ.Sed.Petr. 21,S.226-232.
- GRUNAU, H. (1956): Probleme der Farbschichtung.
Eclogae geol.Helv. 49/2.
- HEIM, Alb. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.
Beitr.geol.Karte Schweiz 25.
- (1921): Geologie der Schweiz. Bd.II.
Tauchnitz,Leipzig.
- HEER, O. (1883): Die Urwelt der Schweiz.
Schulthess,Zürich.
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der
Glarneralpen.
Beitr.geol.Karte Schweiz NF 76/2.
- HEM, J.D. und CROPPER, W.H. (1959): Survey of ferrous-ferric chemical
equilibria and redox potentials.
U.S.Geol.Survey Water Supply Paper 1459 A.
- HINZE, C. und MEISCHNER, D. (1968): Gibt es rezente Rot-Sedimente in
der Adria?
Marine Geology 6,S.53-71.
- HUBER, N.K. und GARRELS, R.M. (1953): Relation of pH and oxidation
potential to sedimentary iron mineral formation.
Econ.Geology 48,S.337.
- HUBER, R. (1964): Etude géologique du massif du Gufelstock avec
stratigraphie du Verrucano.
Dissertation,Zürich.
- HÜGI, Th. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Biferten-
gletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins vom Tamins.
Schweiz.Min.Petr.Mitt.,21/1,S.3-120.
- KRYNINE, P.D. (1937): Problems of western red bed sedimentation.
(abstract) Proc.Geol.Soc.Am.
- (1949): The origin of red beds.
N.Y.Acad.Sci.Trans.Ser. 2,vol.11,S.60-68.
- MÄGDEFRAU, K. (1956): Paläobiologie der Pflanzen.
Gustav Fischer Verlag,Jena.
- MARKUS, J. (1967): Geologische Untersuchungen in den Flumserbergen.
Dissertation,Zürich.
- MILCH, L. (1892,1896): Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. 2 Bde.
Veit,Leipzig.
- NIO, S.D. und SIEGENTHALER, Chr. (in Vorbereitung): Beobachtungen über
die Verfärbungen im Murgtal-Sernifit.
- OBERHOLZER, J. (1914): Der Deckenbau der Glarneralpen östlich der Linth.
Eclogae geol.Helv. 13,S.369-372.

- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen.
Beitr.geol.Karte Schweiz NF 28; 2 Bde.
- PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary rocks.
Harper and Brothers, New York.
- POSNJAK, E. und TUNNEL, G. (1931): The stability relations of goethite and hematite.
Econ.Geology 26, S.337-343, 894-898.
- RAYMOND, P.E. (1927): The significance of red color in sediments.
American J.Sci. 5th Serie 13, S.234-251.
- RICHTER, H. (1968): Die Geologie der Guschagruppe im St.Galler Oberland.
Dissertation, Zürich.
- ROBB, G.L. (1949): Red bed coloration.
Journ.Sed.Petr. 19, S.99.
- ROTHPLETZ, A. (1894): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen
nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte.
Stuttgart.
- (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen, mit Atlas.
Fischer, Jena.
- RYF, W.H. (1964): Zur Stratigraphie des Glarner Verrucano im Murgtal.
Eclogae geol.Helv. 57/2, S.599-603.
- (1965): Geologische Untersuchungen im Murgtal.
Dissertation, Zürich.
- SAVI, P. (1832): Osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani.
Nuovo giornale Letterati 63.
- SCHELLMANN, W. (1959): Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre
Bildung von Goethit und Hämatit.
Chemie der Erde 20, S.104-135.
- SCHIELLY, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des
westlichen Freiberges.
Dissertation, Zürich.
- SCHINDLER, C.M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch.
Beitr.geol.Karte Schweiz NF 107.
- SCHMALZ, R.F. (1968): Formation of red beds in modern and ancient
deserts (discussion).
Geol.Soc.America Bull. 79, S.277-280.
- SCHWARZBACH, M. (1950): Das Klima der Vorzeit.
F.Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHWERTMANN, U. (1959): Mineralogische und chemische Untersuchungen an
Eisenoxiden in Böden und Sedimenten.
N.Jb.Mineral.Abhandl. 93, S.67.
- SIMMLER, R.Th. (1882): Ueber die Petrogenese im allgemeinen und das Bunsensche
Gesetz der syntektonischen Gesteinsbildung, angewendet auf die
Verrucano des Kantons Glarus im besonderen.
Mitt.naturf.Ges., Bern.

- SHROCK, R.R. (1948): Sequence in layered rocks.
McGraw-Hill, New York.
- STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarneralpen.
Tschudi, Glarus.
- STÖHR, E. (1865): Die Kupfererze an der Mürtschenalp und der auf ihnen
geführte Bergbau.
Neue Denkschr.schweiz.naturf.Ges. 21.
- STUDER, B. (1851,1853): Geologie der Schweiz.
Bern.
- THEOBALD, G. (1867): Der Brigelser Stock.
Jahresber.naturf.Ges.Graubünden, Chur.
- (1869): Der Kistenpass und seine Umgebung.
Jahresber.naturf.Ges.Graubünden, Chur 14.
- TREVISAN, L. (1955): Il Trias della Toscana e il problema des Verrucano
triassico.
Atti Soc.Toscana Sc.Nat.mem. 62A.
- (1956): Ueber Verrucano.
Lexique stratigraphique intern., Italia 11.
- TRÜMPY, R. (1944): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe.
Eclogae geol.Helv. 37/2 (1945).
- (1947): Ein Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschen-Decke
oberhalb Luchsingen (Kanton Glarus).
Eclogae geol.Helv. 40/2 (1948).
 - (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps.
Geol.Soc.America Bull. 71, S.843-908.
 - (1966): Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes Suisses.
In: Atti del Symposium sul Verrucano, S.212-232.
- VLODAVETZ, V.I. (1966): The problem of tufflavas and ignimbrites.
In: Tufflavas and ignimbrites, COOK (editor), S.1-15.
- VAN HOUTEN, F.B. (1964): Origin of red beds - some unsolved problems.
In: Problems in paleoclimatology, NAIRN (editor), S.647-658.
- (1968): Iron oxides in red beds.
Geol.Soc.America Bull. 79, S.399-416.
- WALKER, Th.R. (1963): In situ formation of red beds in an arid to
semiarid climate.
Program.Ann.Mtg.Geol.Soc.America 174A.
- (1967a): Formation of red beds in modern and ancient deserts.
Geol.Soc.America Bull. 78, S.353-368.
 - (1967b): Color of recent sediments in tropical Mexico: a contribution
to the origin of red beds.
Geol.Soc.America Bull. 78, S.917-920.
 - (1968): Formation of red beds in modern and ancient deserts (reply).
Geol.Soc.America Bull. 79, S.281-282.

- WALTHER, J. (1900): Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit.
Berlin.
- WELLER, J.M. (1960): Stratigraphic principles and practise.
Harper and Row, New York.
- WENTWORTH, C.K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic
sediments.
Journ.Geology 30, S.377-392.
- WIDMER, H. (1949): Zur Geologie der Tödigruppe.
Dissertation, Zürich.
- WINTERHALTER, R.U. (1943): Der Verrucano der Schweizer Alpen.
Verh.schweiz.naturf.Ges., S.212-214.
- WYSSLING, L.E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe.
Dissertation, Zürich.

Nicht veröffentlichte Literatur

- HUBER, R. (1958): Recherches géologiques dans la partie méridionale
du groupe du Schilt.
Diplomarbeit, Zürich.
- OBERHOLZER, J. (1930-1938): Tagebücher.
Deponiert Geol.Inst.ETH, Zürich.
- SCHIELLY, H. (1961): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des
westlichen Freiberges.
Diplomarbeit, Zürich.
- ZIMMERMANN, E. (1968): Geologische Untersuchungen im Pizol-Gebiet.
Diplomarbeit, Zürich.

Geologische Karten

- AMSTUTZ, G.C. (1954): Detailkartierung der Eruptivgesteine des
Glarner Freiberges (1 : 10 000).
- OBERHOLZER, J. (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus.
Spez.Karte 117 (1 : 50 000).

8. FIGURENVERZEICHNIS

Tafel I: Geologische Kartenskizze des östlichen Glarner Freiberges
1 : 20.000

Tafel II: Lithostratigraphische Profile durch den Verrucano im
östlichen Glarner Freiberg

- Figur 1: Geographische Uebersicht
2: Der Rundungsgrad der Komponenten im Ueblital-Sernifit
3: Ein Vergleich des Rundungsgrades der Komponenten im Murgtal-
gebiet und im östlichen Freiberg (Ueblital-Sernifit)
4: Vertikalsortierung in den Uebergangsschichten. Faziestypus 1
5: Beginnende Mikroklinisierung der Feldspäte. 61x
6: Dasselbe. 187x
7: Mengenverhältnisse der Komponenten im Ueblital-Sernifit
8: Gymnospermenholz im oberen Sonnenberg-Horizont der Karrenstock-
Region. $\perp$ Senkrecht zu Achse. 61x, Nicols nicht gekreuzt.
9: Dasselbe; $\perp$ tangentialer Schnitt und tektonisch deformiert
10: Diskordanz zwischen den Hämatit-Spiliten und der Kärpf-Serie.
Gandstock, Westseite
11: Dasselbe, Gandstock, Südseite
12: Lithostratigraphische Bezeichnungen im Glarner Verrucano (1)
13: Lithostratigraphische Bezeichnungen im Glarner Verrucano (2)
14: Korrelation im Glarner Verrucano
15: Die Schüttungsabfolgen der Sernifite im Glarner Verrucano
16: Tektonisch deformierte Kontraktionsrisse von sauren, devitrifi-
zierten Glasstufen im oberen Sonnenberg-Horizont. Nicols nicht
gekreuzt, $\perp$ 8x
17: Idiomorphe Hämatit-Kristalle im Ueblital-Sernifit. 84x, Nicols x.

CURRICULUM VITAE

Am 16. Februar 1939 wurde ich, Swie-Djin Nio, von indonesischer Nationalität, in Jakarta, Indonesien geboren.

Die Primarschule besuchte ich anfänglich in Utrecht, die Niederlande, den Rest in Jakarta.

Die Mittelschule besuchte ich am Christlichen Lyzeum in Bandung und absolvierte an der Mittelschule in Jakarta im Jahre 1958.

Im Frühling 1959 schrieb ich mich an der Universität Zürich ein mit Hauptfach Geologie.

Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen der Herren Professoren Dr. R. Trümpy, C. Burri, E. Dal Vesco, A. Gansser, F. Gassmann, R. Hantke, K.J. Hsü, E. Kuhn-Schnyder, F. Laves, W. Leupold und der Herren PD Dr. E. Escher, H. Jäckli, E. Kündig, V. Streiff. Weiterhin besuchte ich auch noch Spezialvorlesungen der Herren Prof. Dr. M. Weibel und Dr. H.U. Nissen.

Seit 1963 beschäftigte ich mich mit der Aufnahme und der Auswertung des Materials für meine Dissertation, unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY.

Im Februar 1968 schloss ich mein Studium ab mit einer Promotionsprüfung.

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE
DES
OESTLICHEN GLARNER FREIBERGES



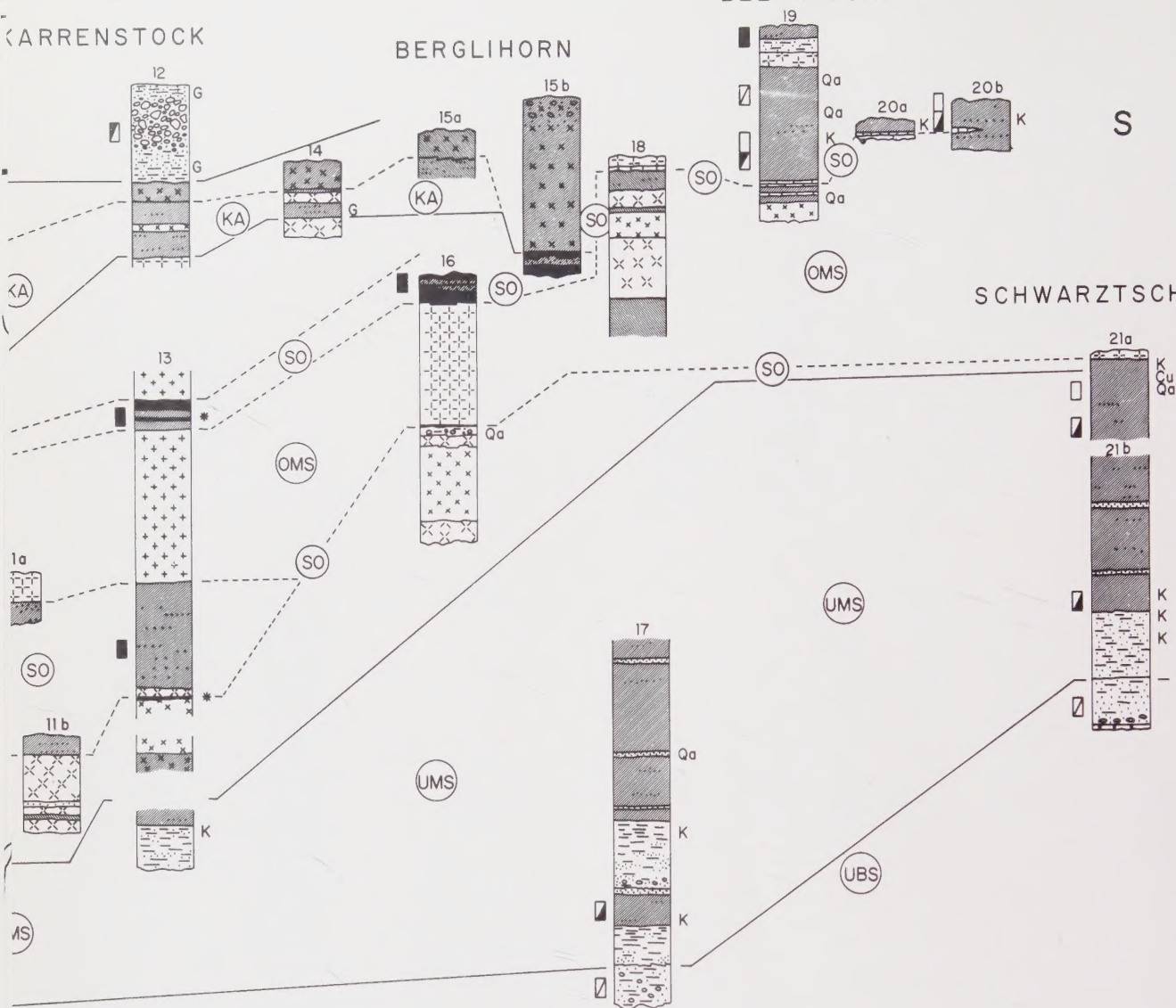
KARRENSTOCK

BERGLI HORN

BLEITSTOCKE

S

SCHWARZTSCHINGEL



LEGENDE

- G Glimmer
- K Karbonate
- Qa Quarzknauer u. adern
- Qu glasklare Quarze
- Cu Kupfervererzungen
- S spilitische Komponenten in den Tonschiefern
- * Pflanzenfundstellen

- (KS) Käpf-Serie
- (KA) Karrenstock-Schichten
- (SO) Sonnenberg-Horizonte
- (OMS) obere Mären-Serie
- (UMS) untere Mären-Serie
- (UBS) Uebital-Sernifit

Farbskala

- ☐ hellgrüne Bleichungszone
- ☒ grau bis grau-grün
- ☒ grau bis blau-violett
- ☒ dunkelgrau bis schwarz
- ☒ rotbraun bis rot
- ☒ dunkelrot bis violett

Lithostratigraphische Profile durch den Verrucano im östlichen Glarner Freiberg

S. D. NIO

